# Geologische und geochemische Untersuchungen der präkambrischen Metasedimentabfolge im Gebiet östlich von Ile-Ife und Ilesha SW-Nigeria

Wolfgang Schneider

München
1981

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41553807_0013

# Geologische und geochemische Untersuchungen der präkambrischen Metasedimentabfolge im Gebiet östlich von Ile-Ife und Ilesha SW-Nigeria

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Fakultät für Geowissenschaften
der Ludwig-Maximilians-Universität zu München

vorgelegt von
Wolfgang Schneider
München, 1981

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

1. Berichterstatter Prof. Dr. D. D. Klemm
2. Berichterstatter Prof. Dr. K. Schmidt

Tag der mündlichen Prüfung 31. 07. 1981

## Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde im März 1977 auf Anregung meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. D.D. Klemm, begonnen. Ihm gilt mein Dank für seine freundliche Unterstützung und kritischen Ratschläge, die zum Fortgang dieser Arbeit beitrugen.

Herrn Prof. Dr. K. Schmidt, als Vorstand des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geologie, danke ich für die Bereitstellung eines Arbeitsplatzes.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. K. Weber-Diefenbach, der mit großem Engagement Hilfestellung bei der geochemischen Analytik leistete und durch wertvolle Kritik viel zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen hat.

Für die große organisatorische Hilfe während des Aufenthaltes in Nigeria und sein ständiges Entgegenkommen möchte ich mich bei Dr. G. Matheis und seiner Frau besonders bedanken.

Meinem Kollegen Dipl. Geol. B. Wagner danke ich für die gemeinsame Zeit in Nigeria und für die vielen Diskussionen im Verlauf dieser Arbeit.

Ebenso möchte ich den Mitgliedern des Departments of Geology der Universität Ife für ihr freundliches Entgegenkommen danken. Die Auswertung der Satellitenbilder konnte an der Zentralstelle für Photogrammetrie und Fernerkundung der DFG am Institut für Allg. und Angew. Geologie durchgeführt werden.

Allen Angehörigen des Instituts für Allg. und Angew. Geologie, insbesondere der Abteilung Geochemie und Lagerstättenkunde danke ich für ihre stetige Hilfsbereitschaft und Diskussionen. Dem DAAD danke ich für die Finanzierung des Geländeaufenthaltes in Nigeria durch ein halbjähriges Forschungsstipendium.

Kurzfassung

In das präkambrische Basement Nigerias sind mehrere langgestreckte Metasedimentgürtel eingefaltet.
Neuere radiometrische Altersdatierungen einiger Basementgneise, die bis ca. 2.8 Mrd. J. zurückreichen, deuten darauf hin, daß die Bildung dieser "schist belts" ebenfalls ins frühe Präkambrium zu legen ist.

Das Untersuchungsgebiet östlich von Ile-Ife und Ilesha/SW-Nigeria zeigt nur einen kleinen Ausschnitt aus einem dieser Metasedimentgürtel. In diesem Gebiet wird die gesamte Einheit mit einer Mächtigkeit von ca. 15000 m durch eine Störungszone in einen Amphibolitkomplex und die Metasedimentabfolge getrennt.

Die Metasedimentabfolge kann wiederum in drei Einheiten gegliedert werden:

- verschiedene Gneise
- quarzitische Schieferserie
- Effonquarzit

wobei die beiden ersten auf Grund geologischer und geochemischer Charakteristika teilweise einen genetischen Zusammenhang mit dem Amphibolitkomplex erkennen lassen, während der Effonquarzit als eigenständige Entwicklung anzusehen ist.

Die gesamte Abfolge zeigt im Vergleich mit äquivalenten archaischen Gebieten eine für das Archaikum typische stratigraphische Sequenz von Ultrabasiten über Amphibolite zu Metagranodioriten und Gneisen mit granitischem Pauschalchemismus, die von sehr mächtigen Metasedimenten überlagert werden.

Diese Überlegung kann durch den geochemischen Vergleich mit anderen "granite-greenstone terrains" gestützt werden.
Die Daten der Ife-Ileshagneise zeigen diesen gegenüber meist einen größeren Streubereich und lassen sich deshalb regional nicht so eng abgrenzen wie Granit-Gneisgebiete, z. B. aus Australien, Südafrika oder Grönland.

Sie liegen zwar überwiegend im Bereich von Granit-Gneisgebieten des südlichen Afrikas, weisen jedoch auch einen gewissen Trend zu einem Teil der Gneise des nordatlantischen Kratons auf.

Auf Grund der geologischen und geochemischen Parameter ist die gesamte metavulkanosedimentäre Abfolge östlich von Ife und Ilesha mit äquivalenten archaischen "granite-greenstone terrains" vergleichbar.

Es zeigt sich aber auch, daß die Evolution der frühen Erdkruste global nicht überall gleich verlaufen ist und so die verschiedenen Gebiete Sonderentwicklungen aufweisen.


## Abstract

Some long extended metasedimentary belts are infolded in the precambrian basement of Nigeria. Recently done age determinations of some of these basementgneisses, which date back to 2800 m.y. indicate that the formation of this "schist belts" could be placed in the early Precambrian too.

The area of investigation East of Ile-Ife and Ilesha/SW-Nigeria shows only a small section of one of these metasedimentary belts. In thes region the whole unit with a thickness of about 15000 m is divided by a faultzone into "Amphibolitkomplex" and "Metasedimentabfolge", the latter beeing subject of this thesis.

The "Metasedimentabfolge" can be classified into three units:

- Gneisses (undifferentiated)
- quartzitic Schistsequence
- Effonquartzit.

Because of geological and geochemical characteristica there is partly a genetic relation to the "Amphibolitkomplex", whreas the Effonquarzit has to be seen as a distinct formation.

Compared with similar archaean areas the whole investigated formation shows a stratigraphic sequence which is typically for the Archaean. That means a differentiation trend from ultrabasic rocks to amphibolites and metagranodiorites to granitic gneisses which are overlain by a very thick formation of metasediments.
This consideration can be supported by the geochemical comparison with other granite-greenstone terrains.

Opposite to the above mentioned areas the data of the Ife-Ileshagneisses show a greater dispersion and therefore they can not be separated in as distinct regions as it is possible for granitegneiss areas e.g. from Australia, South Africa or Greenland. Most of the data from Ife-Ilesha show a distribution like granitegneiss areas of the whole southern Africa, however a certain geochemical trend ist observed, which indicates some similarity with part of the gneisses from the Northatlantic Craton.

On the whole, the complete investigated metavulcanosedimentary sequence East of Ife and Ilesha is compareable with similar archaean granite-greenstone terrains, because of the geological and geochemical parameter.

This thesis gives support to the theory that the evolution of the early Earthcrust can be interpretated as homogeneous, but however there are some separate lithological and geochemical developments in different areas of the Archaean.

Inhaltsverzeichnis


| | | Seite |
|---|---|---|
| 1. | Einleitung | 1 |
| 1.1 | Geologischer Überblick | 2 |
| 1.2 | Lage des Arbeitsgebietes | 6 |
| 2. | Untersuchungsmethoden | 7 |
| 2.1 | Kartenunterlagen | 7 |
| 2.2 | Probennahme | 8 |
| 2.3 | Probenvorbereitung | 9 |
| 2.4 | Meßmethodik | 10 |
| 2.4.1 | Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) | 10 |
| 2.4.2 | Meßgenauigkeit | 11 |
| 3. | Geologie der Metasedimentabfolge östlich von Ife und Ilesha | 13 |
| 3.1 | Der geologische Aufbau der Metasedimentabfolge | 13 |
| 3.3.1 | Gneise | 14 |
| 3.1.2 | Quarzitische Schieferserie | 17 |
| 3.1.3 | Effonquarzit | 20 |
| 3.2 | Stratigraphische Korrelation der gesamten Metavulkanosedimentären Abfolge im Ife-Ileshagebiet | 22 |
| 3.3 | Evolutionsmodell der Metavulkanosedimentären Abfolge | 24 |
| 3.4 | Die vulkanosedimentären Abfolgen östlich von Ife und Ilesha im Vergleich mit einigen anderen archaischen Granit-Grüngesteinsgebieten | 27 |
| 3.5 | Auswertung der Satellitenbilder | 36 |
| 3.5.1 | Bedeutung von Satellitenbildern für die Exploration | 44 |
| 4. | Geochemie | 45 |
| 4.1 | Einleitung | 45 |
| 4.2 | Ergebnisse | 46 |
| 4.2.1. | Haupt- und Nebenkomponenten | 46 |
| 4.2.2 | Spurenelemente | 51 |
| 4.3 | Verwitterung | 57 |
| 4.4 | Diskussion der Ergebnisse | 62 |
| 4.4.1 | AFM-Diagramm | 63 |
| 4.4.2 | $Na_2O$ - CaO - $K_2O$-Diagramm | 65 |

| | | Seite |
|---|---|---|
| 4.4.3 | Diagramm $K_2O$ – $Na_2O$ | 69 |
| 4.4.4 | Diagramm K – Rb | 70 |
| 4.4.5 | Diagramm Sr – CaO | 72 |
| 4.4.6 | Diagramm Ba – $K_2O$ | 74 |
| 4.4.7 | Diagramm Rb/Sr – Rb | 76 |
| 4.4.8 | Diagramm Rb – Sr | 78 |
| 4.4.9 | Diagramm $TiO_2$ – $SiO_2$ | 80 |
| 4.4.10 | Diagramm Zr – $TiO_2$ | 82 |
| 4.4.11 | Diagramm Ca – Ti | 84 |
| 4.5./6 | Geochemie der Quarzite und verwitterten Metasediment-zwischenlagen | 85 |
| 4.5 | Quarzite | 85 |
| 4.5.1 | Diagramm $SiO_2$ – $Al_2O_3$ | 86 |
| 4.5.2 | Diagramm $SiO_2$ – $Fe_2O_3$ | 87 |
| 4.5.3 | Diagramm $SiO_2$ – $K_2O$; $SiO_2$ – $Na_2O$ | 88 |
| 4.6 | Verwitterte Metasedimentlagen | 90 |
| 4.6.1 | Diagramm $SiO_2$ – $Al_2O_3$ | 91 |
| 4.6.2 | Diagramm $SiO_2$ – $Fe_2O_3$ | 92 |
| 4.6.3 | Diagramme $SiO_2$ – $K_2O$; $SiO_2$ – $Na_2O$ | 93 |
| 4.5/6.4 | Überlegungen zu den Spurenelementgehalten von Quarziten-Glimmerquarziten und den verwitterten Metasediment-zwischenlagen | 94 |
| 4.7 | Zusammenfassung der geochemischen Ergebnisse | 96 |
| 5. | Schlußfolgerungen | 101 |
| | Literaturverzeichnis Teil I | 104 |
| | Literaturverzeichnis Teil II | 113 |
| | Angang: Analysentabellen | |
| | Lebensdaten | |
| | Geologische Profile | |

## 1. Einleitung

In das präkambrische Basement Nigerias sind mehrere langgestreckte Metasedimentgürtel eingefaltet, in deren Bereich unter anderem auch wirtschaftlich interessante Gold-, Zinnstein- und Columbitmineralisationen auftreten.

Nach bisherigem Kenntnisstand ist die Altersstellung dieser Serien noch nicht eindeutig geklärt, da die radiometrischen Altersdatierungen meist nur die verschiedenen Metamorphoseereignisse des nigerianischen Basements wiedergeben. Diese metamorphen Überprägungen erschweren somit den direkten Vergleich mit anderen präkambrischen Abfolgen.

Das Untersuchungsgebiet im Bereich von Ife und Ilesha stellt nur einen kleinen Ausschnitt des östlichen Metasedimentgürtels in SW-Nigeria dar (s. Abb. 1 und 2).

Im Rahmen dieser Arbeit wurden entlang von einzelnen Profilen Gesteinsproben genommen und diese petrographisch und geochemisch untersucht.
Auf der Grundlage dieser Daten und der Geländebefunde soll ein Vergleich mit anderen präkambrischen Metasedimentabfolgen, wie z. B. in Südafrika, Kanada, Australien und Grönland in Hinsicht auf ihre stratigraphische Position und die damit verbundene lagerstättenkundliche Bedeutung vorgenommen werden.

Im Rahmen eines Austauschprogrammes zwischen den geologischen Instituten der Universitäten von Ife/Nigeria und München wurde die Geländearbeit für diese geologisch-geochemische Untersuchung im Gebiet östlich von Ife und Ilesha von März bis September 1977 durchgeführt.
Parallel zu dieser Arbeit wurde der westlich angrenzende Amphibolitkomplex von WAGNER (1980) bearbeitet.

## 1.1 Geologischer Überblick

Die meisten Gesteinseinheiten Nigerias werden dem präkambrischen Basementkomplex zugeordnet. In der "Geological Map of Nigeria" ist dieses Basement noch nicht so detailliert untersucht und stratigraphisch gegliedert, wie etwa in anderen Gebieten Westafrikas, z. B. in Ghana, Sierra Leone oder der Elfenbeinküste und aus diesem Grunde überwiegend als "undifferenziertes Basement" kartiert.

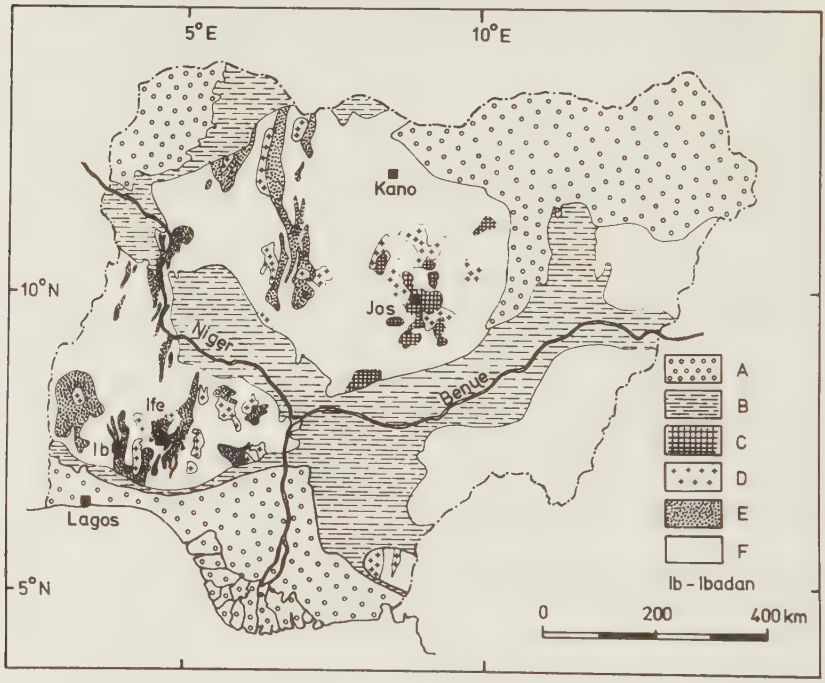



Abb. 1: Geologische Übersichtskarte von Nigeria, vereinfacht nach der "Geological Map of Nigeria" 1:2 000 000 (Geological Survey of Nigeria 1964).
A - Quartär u. Tertiär, B - Kreide, C - "Younger Granites", Präkambrium: D - "Older Granites", E - Metasedimentgürtel undiff., F - Basement undiff.

Im Bereich des Niger- und Benuetales wird dieses Basement von kretazischen Sedimenten überdeckt (s. Abb. 1 Übersichtskarte von Nigeria). Tertiäre und quartäre Abfolgen sind besonders im Nordosten und Nordwesten sowie im Nigerdelta abgelagert. Diese Sedimente sind im Nigerdelta und dem Golf von Guinea wirtschaftlich sehr wichtig, da sie große Erdölvorkommen bergen.

In das Basement Nigerias sind mehrere langgestreckte, etwa N-S-verlaufende Metasedimentgürtel eingefaltet, die als metasuprakrustale Abfolgen +) (HUBBARD 1975) bezeichnet werden und damit ebenfalls dem Präkambrium zugehören.

Ein Ausschnitt aus dem östlichen Metasedimentgürtel im südwestnigerianischen Basement im Bereich von Ife und Ilesha ist in Abb. 2 dargestellt (die genaue Lage des Arbeitsgebietes s. Abb. 3).
Nach HUBBARD (1975) werden die verschiedenen Gesteinseinheiten der Iwo-Region wie folgt gegliedert:

- Migmatit-Gneis-Granitkomplex
- Metasuprakrustale Abfolge

Die gesamte Abfolge wird östlich von Ife und Ilesha durch ein Störungssystem, die sog. "Ifewarastörung", zweigeteilt, wobei der westliche Teil überwiegend aus Grüngesteinen, der östliche aus einer quarzitischen Schieferserie und verschiedenen Gneisen besteht.

Die Plutone der "Older Granites" bilden innerhalb dieser Gesteinsabfolgen deutlich abgegrenzte Komplexe.

+)In der Literatur des Präkambriums wird häufig der Begriff "supracrustal" für die verschiedensten Gesteinseinheiten, wie Amphibolite, vulkanosedimentäre Abfolgen oder Relikte innerhalb der Basementgneise, verwendet ohne daß dieser Begriff exakt definiert wird.

Wörtlich übersetzt bedeutet "supracrustal" über bzw. oberhalb der Kruste.

Durch Literaturvergleiche kam der Autor daher zu der Ansicht, daß mit "supracrustal" Gesteinseinheiten bezeichnet werden, die in langgestreckten Trögen auf frühester Kruste abgelagert wurden und jetzt als ins Basement eingefaltete Metasedimentgürtel vorliegen, wobei die genaue stratigraphische Einstufung den jeweiligen Autoren nicht bekannt oder durch radiometrische Altersdatierungen noch nicht gesichert ist.

Abb. 2: Geologische Karte der Iwo–Region nach De SWARDT et al. 1965 und HUBBARD (1975).

1 – Migmatit – Gneis Komplex, 2 – Charnockite, 3 – frühe Granite des "Older Granite Cycle", 4 – späte Granite des "Older Granite Cycle", 5 – Amphibolite, Hornblendeschiefer und Metapelite, 6 – Quarzite, Quarzitschiefer und Quarz–Feldspatgneise, 7 – Gebiete mit überwiegend Granitgneisen, P – Pegmatite, gestrichelte Linien zeigen Hauptstörungen an.

Die gesamte Abfolge war einer Metamorphose der Amphibolitfazies unterworfen. Reste von Pyroxen-Granuliten, Charnockiten sowie Migmatiten sind jetzt meist diaphtoritisiert.

Auf Grund einiger radiometrischer Daten (GRANT 1972) gibt HUBBARD (1975) für das nigerianische Basement folgende Entwicklung an:

- Archaisches Krustenmaterial wird während des Eburnian (1950 ± 250 Mio. J.) reaktiviert und zu einem proterozoischen "Mobile Belt" umgewandelt.

- Die Altersdatierung des Ife-Granitgneis (1150± 200 Mio. J.) spricht für eine Granit-Greenstonebeltentwicklung bei der Bildung der metavulkanosedimentären Abfolgen des Ife-Ilesha-Gebietes.

- Eine spätere, weitreichende Wiederaufarbeitung und granitischer Plutonismus (Older Granite) werden dem Pan-afrikanischen Zyklus (600 ± 150 Mio. J.) zugeordnet.

In letzter Zeit durchgeführte radiometrische Altersdatierungen geben jedoch Anlaß, die Entwicklungsgeschichte des nigerianischen Basements mit den darin eingefalteten metavulkano-sedimentären Abfolgen neu zu ordnen.

So werden die Granitgneise innerhalb des "Banded Gneises" im Gebiet von Ibadan mit 2.2 Mrd. J. (GRANT 1970, BURKE et al. 1972) datiert.

Bei ODEYEMI (1979) werden für die verschiedenen Gneise und Aplite aus diesem Gebiet Altersdaten angegeben, die in den Bereich einer Orogenese des Liberian (2.5 - 2.8 Mrd. J.) fallen.

UZUAKPUNWA (1978) legt die früheste tektonische Phase, die das nigerianische Basement beeinflußt hat, sogar ins Dahomeyan (ca. 3 Mrd. J.) zurück.

Auch beim Ife-Granitgneis, der bisher mit 1.1 - 1.3 Mrd. J. datiert wurde, konnte ein Zirkonalter von 2.0 Mrd. J. festgestellt werden. Es ist also durchaus anzunehmen, daß beim Ife-Granitgneis durch Metamorphose-

effekte während des Kibaran bzw. Panafrican eine Homogenisierung der Sr-Isotopen erfolgte (RAHAMAN 1976) und damit heute ein verjüngtes Alter vorliegt.

Wenn auch nur wenige Altersbestimmungen aus dem Ife-Ileshagebiet vorliegen, liegt es doch nahe, bei den Basementgneisen sowie der "supra-krustalen" Abfolge eine Entstehungszeit in diesen frühen Zeitraum anzusetzen -"A Nigerian greenstone belt"? (KLEMM,SCHNEIDER and WAGNER 1979).

Auf Grund neuerer Literaturdaten, wie auch eigener Geländekenntnis (sowie geologischer und geochemischer Daten des Amphibolitkomplexes WAGNER 1980) wäre es daher besser, die Legende der geologischen Karte in Abb. 2 folgendermaßen zu ändern:

A. Basementkomplex undifferenziert 1. Migmatitgneise, 2. Charnockite (?),

B. Metavulkanosedimentäre Abfolgen 5. Amphibolite, Hornblendeschiefer und Metaplelite, 6. Quarzite, Quarzitschiefer und Quarz-Feldspatgneise, 7. Gebiete mit überwiegend Granitgneisen,

C. Granite 3. frühe Granite des "Older Granite Cycle", 4. späte Granite des "Older Granite Cycle", P - Pegmatite,

gestrichelte Linien zeigen Hauptstörungen an.

## 1.2 Lage des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet mit ca. 1000 $km^2$ (s. Abb. 1 u. 2 bzw. Lage der Profile Abb. 3) innerhalb der Metasedimentabfolge befindet sich östlich von Ife bzw. Ilesha zwischen $4^{o}40'$ - $5^{o}00'$ Ost und $7^{o}20'$-$7^{o}45'$ Nord im Bereich des tropischen Regenwaldes bzw. "secondary rainforest" mit "bush regrowth". Diese Bezeichnung wird für Waldgebiete verwendet, die mit dem dort noch üblichen Wanderhackbau durch Brandrodung landwirtschaftlich nutzbar gemacht worden waren, sich jetzt aber vom tropischen Regenwald kaum mehr unterscheiden.

## 2. Untersuchungsmethoden

### 2.1 Kartenunterlagen

Für die Geländetätigkeit stand folgendes Kartenmaterial des "Federal Survey" und des Geological Survey" von Nigeria zur Verfügung:

Topographische Karten:

| | | | |
|---|---|---|---|
| 1 : 250 000 | Ilesha | Sheet | 60 |
| 1 : 100 000 | Ilesha | " | 243 |
| | Ondo | " | 263 |
| 1 : 50 000 | Ilesha | " | 243 - SW,- SE, - NE |
| | Ondo | " | 263 - NW |

Geologische Karten:

| | | | |
|---|---|---|---|
| 1 : 2 000 000 | Nigeria | | |
| 1 : 1 000 000 | Nigeria | | |
| 1 : 250 000 | Iwo | " | 60 |
| 1 : 250 000 | Akure | " | 61 |

Die topographischen Karten sind z. T. nicht sehr zuverlässig, da bei ihrer Herstellung aus Luftbildern bisweilen durch mangelnde Geländekenntnis Pfade als Straßen interpretiert wurden und umgekehrt. Auch wurden in den letzten Jahren häufig neue Straßen angelegt, andere können innerhalb eines Jahres zugewachsen und Brücken, oft nur einige nebeneinander gelegte Baumstämme, zerbrochen sein.

Die geologischen Karten 1 : 2 000 000 und 1 : 1 000 000 sind in weiten Gebieten Nigerias auf Grund des derzeitigen Wissensstandes nur als großflächige Übersichtskartierungen zu betrachten.

Die geologische Aufnahme Nigerias im Maßstab 1 : 250 000 steht erst am Beginn. So stellen die geologischen Karten Iwo - Sheet 60 und Akure - Sheet 61 für das Arbeitsgebiet nur teilweise brauchbare Unterlagen dar, denn auf Grund der nur wenigen radiometrischen Alters-

datierungen ist eine stratigraphische Einstufung der verschiedenen Gesteinseinheiten noch als unsicher zu betrachten, d. h. bei neueren Detailkartierungen werden sich hier sicher noch einige Verschiebungen ergeben.

## 2.2. Probennahme

Im Rahmen dieser Arbeit war eine geologische Detailkartierung nicht möglich, deshalb wurden für die Beprobung der etwa Nord-Süd-streichenden Metasedimentabfolge 7 Profile in West-Ost-Richtung ausgewählt. Zur Ergänzung der Hauptprofile konnten in den Zwischenbereichen auch noch einige kleinere Profile beprobt werden. Insgesamt wurden rund 400 Gesteinsproben mit einem durchschnittlichen Gewicht von 1 - 3 kg genommen.

Bei den durch die lateritische Verwitterung bedingten schlechten Aufschlußverhältnissen war es oft nicht möglich, frisches Gestein zu beproben, so mußte auch auf leicht verwittertes Material (s. Kap. 4.3 Verwitterung) zurückgegriffen werden.

Entlang neuer Straßentraversen (Profil D und E) südlich und östlich von Ilesha konnten einzelne durchgehende Detailprofile gelegt werden. Allerdings handelt es sich, abgesehen von den verwitterungsresistenten Quarziten, teilweise um sekundär schon stark umgewandelte Glimmerschiefer und Arkosen.
Eine weitere Schwierigkeit tritt mit Beginn der Regenzeit auf, denn die eventuell vorhandenen Aufschlüsse sind innerhalb weniger Wochen zugewachsen und man ist darauf angewiesen, in Feldern und Plantagen Lesesteine zu suchen.

Nach starken Regenfällen weicht der Laterit+) tiefgründig auf, dann sind viele der "Straßen" völlig verschlammt und werden auch für einen Landrover unpassierbar.

+) dieser Begriff beinhaltet nicht nur harte Lateritkrusten, sondern auch sog. "Roterden", s. auch Kap. Verwitterung.

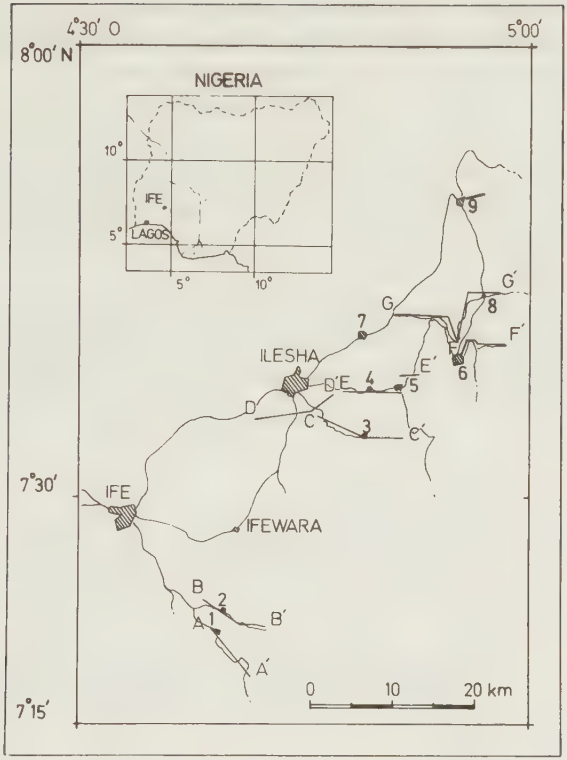



Abb. 3 Lage des Arbeitsgebietes mit den Profilen A – G
1. Iwo, 2. Kajola, 3. Idado, 4. Iwara, 5. Erimo, 6. Effon Alaiye, 7. Ijebu Ijesha, 8. Itawure, 9. Oke-Mesi.

## 2.3 Probenvorbereitung

Die Zerkleinerung der Gesteinsproben mittels Backenbrecher und Scheibenschwingmühle wurde schon am Department of Geology in Ife/Nigeria durchgeführt. Zur weiteren Bearbeitung in München standen von jeder Probe ca 100 g Gesteinspulver und eine kleine Gesteinsprobe zur Herstellung von Dünnschliffen zur Verfügung.

Für die geochemische Analyse wurden je 2 g geglühtes Gesteinspulver mit 4 g Lithiumtetraborat als Flußmittel gemischt und in einem Platintiegel im Induktionsschmelofen (Kontron Rotomelt) 3 Minuten geschmolzen und in einer Pt-Abgießschale zu einer Glastablette gegossen.
Die nach diesem Verfahren hergestellten Schmelztabletten wiesen bei den reinen Quarziten schlierige Inhomogenitäten auf. Erst bei Zumischung von 5 - 10 % $Fe_2O_3$ war es möglich, homogene Glastabletten zu erhalten. Bei der Messung der Spurenelemente führte diese Zumischung jedoch zu einer Verschiebung der Analysenwerte, die rechnerisch nicht zufriedenstellend zu korrigieren waren.
Auf Grund dieser analysentechnischer Schwierigkeiten wurden deshalb von den Quarziten auch Pulvertabletten hergestellt. Hierzu werden 7 g Gesteinspulver (ungeglüht) mit 3 g Bindemittel (Somarmix-Somarblend im Verhältnis 1:1) in Al-Formen zu Pulvertabletten gepreßt.

## 2.4 Meßmethodik

### 2.4.1 Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)

Die Analysen wurden mit einem vollautomatisierten energiedispersiven RFA-Gerät (Fa. ORTEC, Typ TEFA 6111, mit 32k-PDB 11/04-Computer und 2 Platten-AED-Floppy Disk) durchgeführt. In einem Analysendurchlauf können dabei 23 Proben (+ 1 Normalisierungsprobe) auf maximal 14 Elemente analysiert werden. Die Meßzeit beträgt 100-400 s je Probe, Energiebereich ist 0-10 keV bei der Vollanalyse und 0-20 keV bzw. 0-40 keV bei den Spurenelementen.

Das Rechenprogramm zur Matrixkorrektur der gemessenen Intensitäten erfordert als Grundlage die geeignete Auswahl von Referenzproben ("internationale Gesteinsstandards") [+]. Besonders wichtig ist hierbei eine möglichst gleichmäßige Belegung der Eichkurve mit Meßpunkten (WEBER-DIEFENBACH 1979).
Um gute Belegung im Bereich hoher $SiO_2$-Werte für die Eichkurve des Quarzitprogramms (Pulvertabletten) zu erhalten, war es nötig, einem int. Standard reines $SiO_2$ im Verhältnis 1:2 bis 1:6 zu zumischen.

[+]) G-2,GSP,STM,RGM,GA,GH,SDC,SCO-1,GM,DR,AGV,SY-2,STM/BHV,GL-O,TB für erhöhte $SiO_2$-Gehalte, bzw. für die Quarzitprogramme wurde einigen Standards chemisch reines $SiO_2$ in unterschiedlichen Verhältnissen zugemischt GA/Si, GA/2Si,NIM-G/Si,NIM-G/2Si, NIM-G/3Si, NIM-G/4Si

Die Meßgrogramme, die für den automatischen Analysenablauf notwendig sind, wurden von Prof. Dr. Weber-Diefenbach erarbeitet. Ein spezielles Korrekturprogramm für die Quarzite (Pulvertabletten) wurde vom Autor selbst erstellt.

2.4.2 Meßgenauigkeit

Auf Grund apparativ bedingte Meßfehler der TEFA soll hier nicht mehr gesondert eingegangen werden. Untersuchungen darüber wurden von WEBER-DIEFENBACH (1979/1980) und HEINISCH (1980) im Hause durchgeführt.

Tabelle I zeigt für die Hauptelemente eine gute Reproduzierbarkeit der Analysenwerte, mit teilweise sehr geringen Standardabweichungen (WEBER-DIEFENBACH 1979).

Tab. I TEFA - Reproduzierbarkeit

Probe N2
Meßzeit 200 s
n = 19

| | Bereich | $\bar{x}$ | s | c |
|---|---|---|---|---|
| $Na_2O$ | 3.20 - 3.71 | 3.42 | 0.112 | 3.27 |
| MgO | 3.12 - 3.64 | 3.31 | 0.015 | 0.45 |
| $Al_2O_3$ | 15.16 - 15.66 | 15.40 | 0.117 | 0.76 |
| $SiO_2$ | 55.15 - 56.33 | 55.58 | 0.33 | 0.59 |
| $P_2O_5$ | 1.31 - 1.43 | 1.37 | 0.036 | 2.62 |
| $K_2O$ | 3.47 - 3.51 | 3.49 | 0.023 | 0.65 |
| CaO | 5.36 - 5.47 | 5.41 | 0.029 | 0.53 |
| $TiO_2$ | 1.96 - 2.0 | 1.97 | 0.011 | 0.55 |
| MnO | 0.129 - 0.14 | 0.134 | 0.004 | 2.98 |
| $Fe_2O_3$ | 9.39 - 9.50 | 9.44 | 0.033 | 0.35 |

$\bar{x}$ = arithmetisches Mittel
s = Standardabweichung
c = rel. Standardabweichung
(WEBER-DIEFENBACH 1979)

Während der Durchführung der Meßreihen mußten sowohl der Detektor, wie die Röntgenröhre ausgewechselt werden. Dies führte zu etwas voneinander abweichenden Meßergebnissen.

Da beide Detektoren die gleiche Auflösung von 155 eV hatten, können geänderte Korrekturprogramme sowie ein eventuell mögliches leichtes "Shifting" der Spektren über einen längeren Zeitraum die Ursache dieser Abweichungen sein.

Bei den Spurenelementen war eine gleichmäßige Belegung der Eichkurven für die jeweiligen Elemente über den gesamten Konzentrationsbereich mit internationalen Standards nicht immer möglich; hieraus ergaben sich Probleme bei der Berechnung des Meßprogramms. Zuweilen laufen die Eichkurven nicht genau durch den Nullpunkt, dann werden zu geringe Impulsraten als negative Werte ausgedruckt. Für die Besprechung der geochemischen Ergebnisse (Kap. 4.2) und die Auflistung im Tabellenanhang können diese aber noch als Spurengehalte bzw. Spuren gewertet werden.

## 3. Geologie der Metasedimentabfolge im Gebiet östlich von Ife und Ilesha

Das Untersuchungsgebiet (s. Abb. 2 und Abb. 3 Lage der Profile) zeigt nur einen kleinen Ausschnitt aus dem östlichen von zwei langgestreckten etwa parallel verlaufenden Metasedimentgürteln, die in Nord-Südrichtung in das präkambrische Basement Nigerias eingefaltet sind.
Diese metavulkanosedimentäre Serie läßt sich in einen westlichen "Amphibolitkomplex (WAGNER 1980) und eine östlich daran angrenzende "Metasedimentabfolge" (diese Arbeit) gliedern.
Beide Abfolgen werden durch eine Störungszone voneinander getrennt; wegen tiefer lateritischer Verwitterung und starkem Bewuchs war diese nicht direkt aufgeschlossen. Talk-Anthophyllitschiefer markieren in diesem Bereich jedoch eine tektonische Grenze, die aber nur in einigen Abschnitten mit dem Verlauf der sogenannten "Ifewara-fault" übereinstimmt.

### 3.1 Der geologische Aufbau der Metasedimentabfolge.

Die Morphologie der N-S-streichenden Metasedimentabfolge wird sowohl vom Einfallen, wie von der Verwitterungsbeständigkeit der verschiedenen Gesteinstypen bestimmt. Im westlichen Bereich der flach einfallenden quarzitischen Schieferabfolge sind die morphologischen Unterschiede bei Höhen um 240 m bis ca 300 m relativ gering, während die Gneise in Profil C Höhenrücken bis etwa 520 m bilden. Die größten Unterschiede innerhalb des Arbeitsgebietes erreichen die beiden Höhenzüge des Effonquarzits mit 390 m bis 610 m.

Die Metasedimentabfolge (s. Anhang geol. Profile bzw. schematisches Säulendiagramm Abb. 4) kann grob in drei Gesteinseinheiten unterteilt werden:

- verschiedene Gneise

- Wechsellagerung von Quarziten mit verwitterten Metasedimentzwischenlagen (im Text abgekürzt "quarzitische Schieferserie")

- Effonquarzit

Die Gneise treten überwiegend in den südlichen Bereichen auf, während die quarzitische Schieferserie nach Norden zunimmt bzw. dort dominiert.

Die Abfolge des Effonquarzits überlagert diese beiden mit einer möglichen (?) Diskordanz.

Die quarzitische Schieferserie und der Effonquarzit bilden flach nach Norden eintauchende Faltenstrukturen, die durch WSW - ONO - verlaufende Störungen zerbrochen sind.
Auf Grund von Geländebefunden, wie geringe Überdeckung der Gneise durch die quarzitische Schieferserie und Migmatisierungserscheinungen in diesem Bereich,stellen die Gneise der südlichen Profile A und B den am tiefsten erodierten Teil der gesamten Metasedimentabfolge dar.

### 3.1.1 Gneise

Die Gneise weisen ein breites Spektrum von Granat-, Hornblende-, Biotit-, Hellglimmer-, Quarzfeldspat-, Granitgneisen und Migmatiten auf. Eine Korrelation der einzelnen Gneistypen zwischen den verschiedenen Profilen ist wegen der z. T. schlechten Aufschlußverhältnisse, d. h. Lesesteinkartierung, nur bedingt möglich bzw. bei zu großem Abstand der Profile nicht mehr durchführbar.
Die Gneise bilden die Basis der Metasedimentabfolge und zeigen generell die gleiche Streichrichtung wie die überlagernde quarzitische Schieferserie und der Effonquarzit; d. h. alle Gesteinseinheiten waren den gleichen tektonischen Prozessen während des Eburnian (?), Kibaran und ?Panafrican unterworfen

Im Profil A-A (Iwo) beginnt die Gneissequenz mit einem ca 900 m mächtigen Granat-Epidotgneis,der eine gewisse Sonderstellung einnimmt, da er nur in diesem Profil aufgeschlossen ist. Makroskopisch ist nur ein mäßiges Parallelgefüge erkennbar, im Dünnschliff weist die undulöse Auslöschung der Quarze innerhalb der feinkörnigen, rekristallisierten Quarz-Plagiklasmatrix auf ehemals vorhandenen gerichteten Druck hin.

Die gegenüber dieser Matrix relativ großen (ca 0,5 cm) Kalifeldspäte zeigen meist Mikroklingitterung und sind mit 15–25 % am Modalbestand beteiligt.
Die Plagioklase, teils klare rundliche Körner (Albit), meist aber mit polysynthetischer Zwillingsbildung sind durch Mikrolithen getrübt oder zeigen Umwandlungen in feinschuppigen Serizit und Kaolinit (?).

Die braunroten xenomorphen Granate (Almandin) mit 5–10 % modalem Anteil sind überwiegend kataklastisch.
Epidotminerale (10–15 %), wie Epidot, Orthit und Klinozoisit, sind in der Umgebung von Granat und Hornblende als Umwandlungsprodukte angereichert, treten aber auch in der feinkörnigen Matrix verteilt auf.
Dunkelgrüne Hornblendesprossungen enthalten entlang von Spaltrissen etwas Limonit oder sind mit Chloritblättchen verzahnt. Vereinzelt sind innerhalb bzw. randlich von Hornblenden noch Pyroxenrelikte erkennbar, die diese als primäres Ausgangsmineral dieser retrograden Umwandlungsreihe ausweisen.

Eine große Gruppe innerhalb der Gneissequenz stellen die Biotit- und Hornblende-Biotitgneise dar, die meist eine gute Paralleltextur aufweisen.
Sie bilden teils große (> 1000 m) eigenständige Einheiten oder auch nur geringer mächtige ( < 100 m) Einschaltungen innerhalb der anderen Gneistypen, teilweise bestehen aber auch fließende Übergänge zu Granit- und Hornblendegneisen.
Am Beginn des Profils B–B (Kajola) stehen die Biotitgneise auch noch im Wechsel mit Amphibolitlagen.
Im Dünnschliff bilden die Biotite innerhalb einer fein- bis mittelkörnigen rekristallisierten Plagioklas-Quarzmatrix ein deutliches Parallel- bzw. Flasergefüge ab.
Die s-parallelen Biotite, wie auch die Querspross̈ungen, zeigen den für hohe Titangehalte typischen starken dunkelrotbraunen Pleochroismus.
Häufig enthalten die Biotite Ratilnädelchen und Bleichungshöfe, die von radioaktiven Mineralen, wie Orthit oder Zirkon, herrühren.
Am Modalbestand dieser Gneise können mit bis zu 5 % auch überwiegend kataklastische Hornblenden beteiligt sein. Die meisten Hornblenden zeigen stärker noch als die Biotite retrograde Umwandlungen zu Chlorit.
Muskovit und Serizit treten bei diesem Gneistyp nur untergeordnet auf.

Überwiegend in den südlichen Profilen A-A', B-B' und C-C' treten ca 200 m - bis max. 600 m mächtige Hornblendegneise als Einschaltungen innerhalb der Biotit- bzw. Hornblende-Biotitgneise auf. Sie zeigen im Gegensatz zu diesen meist ein relativ grobkörnig, verzahntes Korngefüge.
Die Hornblenden liegen häufig in zwei Generationen vor, einer stark zerbrochenen mit braungrünem Pleochroismus und einer jüngeren mit dunkelblaugrünem Pleochroismus. In der Umgebung der "älteren" Hornblenden findet man häufiger noch als bei den Hornblende-Biotitgneisen Pyroxenrelikte (Klinopyroxen?).
Diese Hornblendegneise weisen in etwa granodioritischen Pauschalchemismus auf.

Den Profilen von West nach Ost folgend ist in vielen Bereichen eine Abnahme der Schieferung feststellbar, die mit einem Zurücktreten mafischer Minerale (Hornblende und Biotit) einhergeht. Diese Gneise, die unter dem Überbegriff "Granitgneise" zusammengefaßt sind, zeigen sowohl makroskopisch wie mikroskopisch häufig ein relativ homogenes, fast "magmatisches" Gefüge.
Auf Grund des massigen Charakters bzw. der nur geringen Schieferung ist dieser Gneistyp verwitterungsresistenter als andere Gneise und bildet deshalb im Bereich von Idado und Iwaraja Höhenrücken.

Das Dünnschliffbild von einem Großteil der Proben zeigt ein meist homogenes gleichkörniges Gefüge von Kalifeldspat mit Mikroklingitterung und Myrmekitbildung, teils auch Perthitentmischung - Plagioklas mit polysynthetischer Zwillingsbildung - rekristallisiertem Quarz als Matrix und wechselnde Anteile von Biotit und Muskovit. Als Akzessorien treten, wie auch schon bei den vorher beschriebenen Gneisen, Apatit, Zirkon, Titanit, Epidotminerale und Erz auf.
Die rekristallisierten Quarzaggregate zeigen häufig als Zeichen tektonischer Beanspruchung rupturelle undulöse Auslöschung. Plagiklase sind teilweise kataklastisch und erscheinen durch Mikrolithenfüllung getrübt.

Die Biotite mit starkem dunkel-rotbraunen bzw. dunkel-grünbraunen Pleochroismus sind randlich häufig in Chlorit umgewandelt.

In einzelnen Profilabschnitten dieser Gneissequenz treten Glimmer nur noch akzessorisch auf; diese Gneise sind dann als Quarzfeldspatgneise ("quartzo-feldspatic gneises") anzusprechen.
In anderen Bereichen findet man feinkörnige Gneise (Hellglimmergneis), deren Glimmeranteil überwiegend Muskovit-Serizit bildet, und häufig feinverteiltes Erz enthalten ("grey gneisses"?). Diese beiden Gneistypen spielen gegenüber den anderen Gneisen aber nur eine untergeordnete Rolle.
Die meisten Gneise des Untersuchungsgebietes liegen in Bereichen, die in der geologischen Karte 1:250 000 des Geol. Survey of Nigeria dem "Mafoworadi Granulite Member" zugerechnet werden.
Auf Grund der Lagerungsverhältnisse, wie der Zusammensetzung der verschiedenen Gneise, ist eine Einstufung der gesamten Gneisabfolge in die Granulitfazies jedoch in Frage zu stellen bzw. wird erst durch eine gezielte Probennahme und detaillierte petrographische Bearbeitung zu klären sein.

### 3.1.2 Quarzitische Schieferserie

Die Bezeichnung "quarzitische Schieferserie" wurde als Überbegriff für diese im dm- bis m-Bereich wechsellagernde Abfolge von Quarzlagen mit überwiegend stark verwitterten Metasedimenten gewählt. Diese Abfolge überlagert die vorher beschriebene Gneissequenz und stellt im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes die dominierende Gesteinseinheit [+]) dar.
Im Profil E-E' ist westlich von Iwaraja am Übergang der quarzitischen Schieferserie zu den Gneisen eine silifizierte Mylonitzone aufgeschlossen, deren südliche Fortsetzung bei Profil C-C' ebenfalls vermutet wird.

Die Art der Lagerungsverhältnisse der gesamten Abfolge sprechen aber mehr für einen primären sedimentären Kontakt, der entlang dieser Mylonitzone später (Panafrican?) tektonisch überprägt wurde.

[+]) Die stark verwitterten Metasedimentlagen kann man eigentlich nicht mehr als "Gestein" bezeichnen.

Die Quarzlagen, durchschnittlich einige cm- bis dm dick bestehen überwiegend aus milchig-weißem Quarz, untergeordnet finden sich auch klare Quarzlagen.
Das Dünnschliffbild zeigt ein sehr feinkörniges homogenes rekristallisiertes Quarzgefüge, wobei die Quarzaggregate teils ausgelängte Einheiten bilden können, die undulös auslöschen. Innerhalb dieser feinkörnigen Quarzmatrix treten auch vereinzelt Serizitblättchen auf.
Nach Osten nimmt in einigen Bereichen der Hellglimmeranteil (Muskovit-Serizit) der Quarzite zu. Durch die s-parallele Anordnung der Glimmer haben diese "Glimmerquarzite" bzw. "Seizitquarzite" eine deutliche Schieferung, im Gegensatz zu den oben beschriebenen kompakten Quarzitlagen.

Diese Glimmerquarzite treten nicht nur innerhalb der Quarzit-Metasedimentwechsellagerung auf, sondern bilden auch eigenständige Einheiten von bis zu einigen 100 m Mächtigkeit.
Auf den Schichtflächen dieser Glimmerquarzite findet man häufig feinverteilte Turmalinnädelchen; als sekundäre Mobilisation tritt Turmalin ebenso auch auf Klüften innerhalb dieser Abfolge auf.

Auch die Quarzite sind gegenüber tropischen Klimaeinflüssen nicht so witterungsresistent wie es im Aufschluß, z. B. in den relativ jungen Straßentraversen noch den Anschein hat. Diese Quarzite bilden innerhalb der verwitterten Metasedimentlagen "kompakte" Lagen, doch nach längerem Transport und bei der Trocknung zur Probenaufbereitung zerfallen sie häufig in feinkörnigen Quarzgrus. Ein Teil dieser Quarzit- bzw. Glimmerquarzitlagen zeigt auch bei relativ jungen (ca. 3 - 5 Jahre) Straßentraversen, die etwa 20 m unter der bisherigen Oberfläche liegen, schon starke Verwitterungserscheinungen. Die Quarzlagen sind dann häufig auf Schicht- und Kluftflächen bzw. in Porenräumen mit Kaolinit oder Lateriteinschwemmungen verunreinigt.

Die Wechsellagerung von Quarzitlagen und den mehr oder weniger stark verwitterten Metasedimentlagen erfolgt im dm- bis m-Bereich, wobei der relative Anteil quarzitischer Lagen gegenüber den Metasedimenten starken Schwankungen unterworfen ist; es zeigt sich jedoch in einigen Abschnitten der Profile D-D', E-E' und G-G' eine gewisse Zunahme der Quarzit- bzw. Glimmerquarzitlagen gegenüber den verwitterten Metasedimentlagen.

Obwohl der Amphibolitkomplex durch eine Störungszone von der quarzitischen Schieferserie abgetrennt ist, treten zu Beginn des Profils B–B′ zwei ca 200 – 300 m mächtige Amphibolithorizonte bzw. in den Profilen C–C′ und D–D′ einige 10er Meter mächtige Hornblendequarzitlagen (ehemalige Tuffitlagen?) auf, die somit noch eine gewisse geologische Zusammengehörigkeit mit dem Amphibolitkomplex erkennen lassen.

Im Übergangsbereich Amphibolitkomplex – quarzitische Schieferserie sind die "Metasedimentzwischenlagen" meist noch als Biotit- oder Biotit–Chloritschiefer anzusprechen.
In den nach Osten folgenden Bereichen sind diese "Metasedimente" überwiegend schon so stark in Laterit +) umgewandelt, so daß eine "Gesteinsansprache" kaum mehr möglich ist.

Viele dieser Metasedimentlagen sind auf Grund des noch vorhandenen Glimmeranteils als ehemalige Glimmerschiefer anzusprechen. Bei anderen, rot–weiß gesprenkelten Lagen mit wechselnden Anteilen von Quarzkörnern, weißen Kaolinitflecken und rotem, erdigem Laterit, dürfte es sich um ehemalige Gneis- oder (?)Arkosehorizonte handeln. Diese mehr oder weniger stark verwitterten Metasedimente weisen ein sehr buntes Spektrum von weißen, gelben, rotbraunen bis violetten Farbtönen auf.

Die meisten dieser Metasedimentlagen zeigen aber noch ein deutliches Parallelgefüge, das teils durch Glimmerlagen oder bei vollständig verwitterten Proben, durch einen im mm–Bereich stattfindenden Farbwechsel nachgezeichnet wird.

Die "quarzitische Schieferserie" stellt mit 5000 m bis 10000 m Mächtigkeit die größte Einheit der gesamten Metasedimentabfolge dar. Ob hier die primäre, sedimentäre Mächtigkeit vorliegt oder ob diese in dem saiger stehenden Abschnitt durch Isoklinalverfaltung verdoppelt wurde, konnte mangels geeigneter Leithorizonte nicht eindeutig geklärt werden, auch wenn im Profil E–E′ zwischen Iwaraja und Erimo wechselnde Einfallsrichtungen letztere Annahme unterstützen würden.

+) dieser Begriff beinhaltet nicht nur harte Lateritkrusten, sondern auch sog. "Roterden", s. auch Kap. Verwitterung.

Die starke Verwitterung der quarzitischen Schieferserie läßt in gewissem Umfang noch geologische Vergleiche mit anderen präkambrischen Metasedimentabfolgen, wie z. B. Fig Tree oder Moodies Group im Barberton Mountainland/Südafrika zu; ein geochemischer Vergleich mit diesen erscheint aber ziemlich spekulativ.

### 3.1.3 Effonquarzit

In der geologischen Karte "Iwo-Sheet 60" 1:250 000 ist diese Quarzitabfolge ein Teil des "Oke Mesi Quartzite Members",das mit dem "Mafoworadi Granulite Member" in der "Effon Psammite Formation" +) zusammengefaßt wird.

Auf Grund morphologischer und geologischer Unterschiede ist der Effonquarzit aber von der westlich davon anstehenden bzw. diese teilweise unterlagernden quarzitischen Schieferserie als eigenständige Abfolge anzusehen.

Diese Abfolge überlagert mit einer Mächtigkeit von 1000 m bis ca 2500 m die vorher beschriebenen Gesteinseinheiten.
Der Effonquarzit bildet zwei langgestreckte, in Nord-Südrichtung verlaufende etwa parallele Höhenzüge, die tektonisch eine Sattelstruktur darstellen, mit einer etwa saiger stehenden Westflanke sowie einer flacheren (ca 60°) ostfallenden Ostflanke und umlaufenden Streichen nördlich von Oke Mesi.
Durch WSW-ONO-Störungen ist diese Sattelstruktur in flach nach Norden gekippte Bereiche gestaffelt.

Diese poröse Quarzitabfolge ist ein guter Wasserspeicher, daher findet man entlang von Störungszonen häufig Quellaustritte. Sie sind die Ursache für die Fruchtbarkeit im Gebiet von Effon Alaiye, in dem neben den üblichen Nutzpflanzen in den letzten Jahren mit Erfolg auch Bergreis angebaut wird.

Der Effonquarzit (Profil F-F') ist eine massige, relativ homogene Gesteinseinheit, die abgesehen von einzelnen Störungsbereichen kaum weitere tektonische Gefügemerkmale erkennen läßt.

+) Die Bezeichnung "Effon Psammite" ist unglücklich gewählt, da es sich ja nicht mehr um das primäre psammitische Sediment handelt, sondern eine metamorphe Quarzitabfolge vorliegt.

Die gesamte Abfolge ist überwiegend aus klaren Quarzkörnern mit einer Korngröße von 0.5 - ca. 1 cm aufgebaut.
In diesem regellosen Gefüge treten vereinzelt Glimmersprossungen auf, wobei es sich meist um Muskovit aber auch um ausgebleichte Biotite handelt.
Diese ausgebleichten Biotite können die Ursache für rostige Überzüge auf Kluftflächen oder in Porenräumen sein.
Östlich von Effon Alaiye waren auch einige dunkelrote, massige "Hämatitquarzite" als Lesesteine "aufgeschlossen", die $Fe_2O_3$-Gehalte bis 2,5 % enthalten.

Östlich von Oke Mesi ist diese Effon-Quarzitabfolge etwas feinkörniger und mit besserem Parallelgefüge ausgebildet als in der Westflanke. In diesem, zum nördlichen Bereich der Ostflanke gehörenden Abschnitt enthalten einzelne Quarzithorizonte dünne feinkörnige Turmalinlagen oder schmale Serizitquarzitbänder. Die gesamte Effonquarzitabfolge ist jedoch im ganzen Untersuchungsgebiet relativ gleichmäßig, grobkörnig ausgebildet.
Die Quarzkörner sind, abgesehen von einzelnen milchigweißen Quarzlagen, überwiegend klare Kristallaggregate. Quarze der quarzitischen Schieferserie sind im Gegensatz hierzu meist milchigweiß, so daß diese als Ausgangsprodukt ausscheiden.
Als Liefergebiet muß man daher ein im Osten bzw. Süden gelegenes "Granitareal" annehmen, wobei schon die Granite grobkristallin ausgebildet waren und die Quarzkörner nur einen kurzen Transportweg zurückzulegen hatten.

Die Auffächerung dieser Quarzitabfolge im Bereich von Effon Allaiye und etwas nördlich davon lassen eine sedimentäre (?) Verzahnung mit der quarzitischen Schieferserie vermuten. Ein tektonischer Kontakt war in diesem Bereich zwar nicht direkt aufgeschlossen, doch sprechen tief eingeschnittene Bachtäler für eine tektonische Grenze bzw. Diskordanz(?) zwischen diesen beiden Gesteinseinheiten. Diese Annahme wird auch durch einen Aufschluß entlang der neuen Straßentraverse "Ilesha-Itawure" unterstützt. Hier liegt der Effonquarzit stark verwitterten bzw. schon in Laterit und Kaolin umgewandelten Einheiten der quarzitischen Schieferserie mit glattem Kontakt auf.

## 3.2 Stratigraphische Korrelation der gesamten Metavulkanosedimentabfolge des Ife-Ileshagebietes.

Die Behandlung der Metasedimentabfolge in Bezug auf ihre mögliche stratigraphische Korrelation und Einstufung bzw. zu Vergleichen mit äquivalenten präkambrischen Abfolgen darf aber nicht getrennt erfolgen, sondern muß auch den westlich davon anstehenden Amphibolitkomplex mit einbeziehen.

Beide Gesteinsabfolgen sind in zwei schematischen Säulenprofilen (Abb. 4) gegenübergestellt.

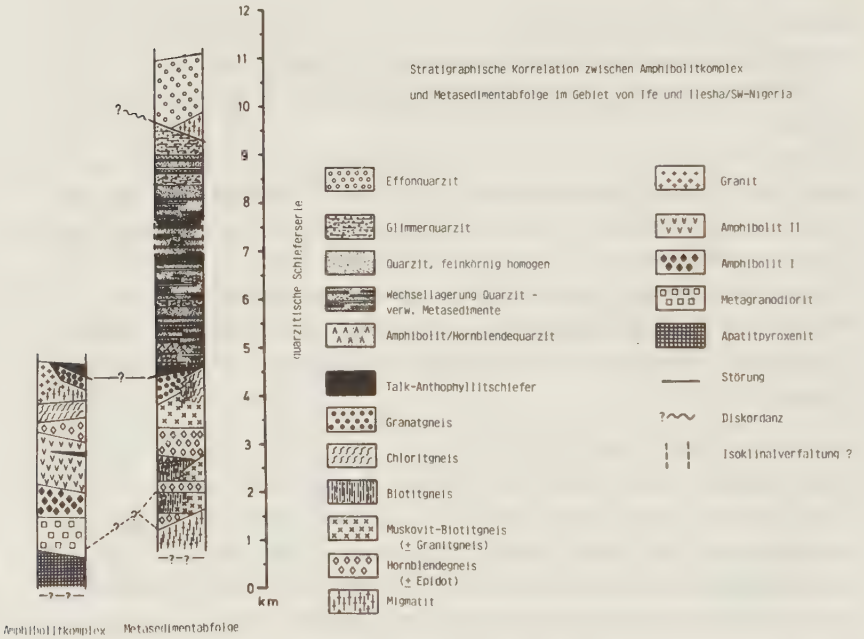



Abb. 4 Darstellung der Stratigraphie in schematischen Säulendiagrammen. Die tektonische Grenze zwischen Amphibolitkomplex und Metasedimentabfolge wird entlang einer Störungszone (-?-) durch Talk-Anthophyllitschiefer markiert. Geochemische Vergleiche zeigen aber auch eine mögliche Verwandtschaft (-?-?-) vom Metagranodiorit und einem Teil der Hornblendegneise.

Zur Vollständigkeit ist nachfolgend eine Zusammenfassung der Geologie des Amphibolitkomplexes nach WAGNER 1980 aufgeführt.

Die Basis des Amphibolitkomplexes (das Liegende ist aus topographischen Gründen nicht aufgeschlossen) bilden ein apatitreicher Pyroxenit und der Metagranodiorit.
Darüber folgt eine mächtige Amphibolitsequenz, in die Metapyroxenite, Talk-Anthophyllitschiefer und quarzreiche Sedimente eingeschaltet sind.

Diese Amphibolite wurden auf Grund geochemischer Eigenheiten in Amphibolit I (Zr-reich, Rb-arm) und in Amphibolit II (Zr-arm, Rb-reich) unterteilt. Der Amphibolit I ist nur im südöstlichen Teil des Amphibolitkomplexes aufgeschlossen, während der Amphibolit II im gesamten Bereich auftritt.
Überlagert wird diese Abfolge von verschiedenen Metasedimentlagen - z. B. Hornblendegneisen, Biotitgneisen mit Einschaltungen von Quarziten und Glimmerschiefern; im Nordwesten treten auch Migmatitgneise und Granite auf.
Ein Teil der Schiefer und Gneise werden als Erosionsprodukte des Metagranodiorits angesehen, andere sind als Edukte auf Krustenpartien von saurer bis intermediärer Zusammensetzung zurückzuführen.
Der Amphibolitkomplex und die Metasedimentabfolge sind durch eine Störungszone, die durch Talk-Anthophyllitschiefer, untergeordnet auch Granatgneise markiert wird, voneinander getrennt. Da ein direkter Kontakt nicht aufgeschlossen war, ist die mögliche stratigraphische Zuordnung bzw. die relativen Sprunghöhen nur schwer abzuschätzen.

Auf Grund dieser tektonischen Grenze (-?-) überlagert die "quarzitische Schieferserie" den Amphibolitkomplex.
Für die Gneissequenz der Metasedimentabfolge kann somit eine "Gleichzeitigkeit" mit dem Amphibolitkomplex angenommen werden. Geochemische Charakteristika (Kap. 4) unterstützen diese Annahme für einige Gneise, so lassen die Hornblendegneise eine geochemische Verwandtschaft (-?-?-) mit dem Metagranodiorit des Amphibolitkomplexes erkennen.
Der Effonquarzit als jüngste Einheit der Metasedimentabfolge überlagert die quarzitische Schieferserie mit einer möglichen ($\sim$?) Diskordanz.

## 3.3 Evolutionsmodell der Metavulkanosedimentären Abfolge

Für die gesamte metavulkanosedimentäre Abfolge östlich von Ife und Ilesha bietet sich auf Grund bisher vorliegender geologischer Daten folgendes Evolutionsmodell an:

Unter Annahme einer sukzessiven Entwicklung (- entsprechend den aus der Literatur bekannten Modellen für die archaische Krustenevolution -) vom Amphibolitkomplex zur Metasedimentabfolge ergibt sich auf Grund eigener Geländebefunde für die gesamte Abfolge eine Mächtigkeit von über 15 000 m; eine mögliche Isoklinalverfaltung der quarzitischen Schieferserie ist hierbei nicht mit eingerechnet.

Der Amphibolitkomplex und die Metasedimentabfolge werden aber heute durch die sogenannte "Ifewara fault" [+]) voneinander getrennt. Diese "Fault" gehört zu schon im frühen Präkambrium angelegten, etwa parallel verlaufenden langgestreckten Störungssystemen und den damit verbundenen Trog- bzw. Riftbildungen, die die Ursache für die heute vorliegenden Metasedimentgürtel Nigerias sind.

Im Gebiet östlich von Ife und Ilesha ermöglichte dieses Störungssystem nach WAGNER (1980) das Aufdringen von ultrabasischen Magmen. Dieses "primäre" Magma konnte sich schon während des Aufstiegs in einen apatitreichen Pyroxenit und den Metagranodiorit differenzieren.
In einem weiteren Zyklus wurden Magmen gefördert, die jetzt als Amphibolit I und II vorliegen.
Die magmatische Phase war damit weitgehend abgeschlossen und zum Hangenden treten verschiedene Gneise und Glimmerschiefer auf, die meist paragene Edukte darstellen.

[+]) es erscheint doch sinnvoll, diesen Namen beizubehalten, auch wenn der Verlauf der Störungszone nicht überall mit der in der geol. Karte 1:250 000 eingetragenen "Fault" übereinstimmt.

Als Ablagerungsmilieu gibt WAGNER einen submarinen Bereich an: "der am besten mit den Vulkaniten ozeanischer Inseln vergleichbar ist, wobei aber in nächster Umgebung intermediäre bis saure Krustenpartien existiert haben müssen".

Die Gneise der östlich an den Amphibolitkomplex anschließenden Metasedimentabfolge könnten somit Teile dieser Krustenpartien darstellen. Diese Frage kann aber mittels der vorliegenden Geländebefunde allein nicht eindeutig geklärt werden.
Es ist aber anzunehmen, daß auf Grund der geographischen Nähe auch ein genetischer Zusammenhang zwischen Teilen des Amphibolitkomplexes und der Metasedimentabfolge besteht. Um diese Überlegung zu unterstützen mag hier ein Vorgriff auf das Kapitel "Geochemie" gestattet sein, denn der Metagranodiorit und einige Hornblendegneise lassen bei den Alkaliverhältnissen eine mögliche geochemische Verwandtschaft erkennen.

Mit dem Ausklang der magmatischen Aktivität erfolgte eine Absenkung des Bereichs östlich der Störungszone ("Ifewarafault"); dadurch wurde die Ablagerung der sehr mächtigen quarzitischen Schieferserie ermöglicht.

Diese Wechsellagerung von Quarziten und überwiegend stark verwitterten Metasedimentlagen (Glimmerschiefer, Gneise und Arkosen?) überlagert die Gneise konkordant.
Zu Beginn dieses Ablagerungszyklusses sind in diese Wechsellagerung noch einzelne Amphibolit- und Hornblendequarzitlagen eingeschaltet, d. h. vulkanische Einflüsse sind hier noch deutlich erkennbar. Zum Hangenden hin nehmen die Quarzitlagen bzw. die Glimmerquarzite gegenüber den Metasedimenten zu. Derartige rhythmische Quarzit-Sediment-Wechsellagerungen werden von WALKER (1978) und SINGH (1980) als typische Turbiditablagerungen angesehen.

Da sedimentäre Texturen, wie Kreuzschichtung oder "graded bedding" fehlen bzw. durch metamorphe Prozesses verwischt sind, ergeben sich weitere Entstehungsmöglichkeiten - die Quarzitlagen stellen ehemalige Tuffitlagen (DIMROTH 1980) dar oder wurden als "cherts" durch ein erhöhtes

Si -Angebot im Meerwasser in rhythmischem Wechsel mit Peliten ausgefällt.

Die Bildung von Amphibolitkomplex und quarzitischer Schieferserie stehen somit in direktem bzw. indirektem Zusammenhang mit einem tiefreichenden Störungssystem sowie den damit verbundenen magmatischen Aktivitäten.

Der relativ homogene, mittel- bis grobkörnige Effonquarzit stellt einen eigenständigen Ablagerungszyklus dar.
Da der Effonquarzit überwiegend aus klaren Quarzkörnern besteht, ist er auch nicht als Abtragungsprodukt der quarzitischen Schieferserie mit ihren meist milchig-weißen Quarzlagen anzusehen.

Als Ablagerungsmilieu ist ein flacher, langgestreckter Küsten- bzw. Uferbereich anzunehmen, der eine gleichmäßige Sedimentschüttung (grobkörniger Quarzsand) aus einem im Osten bzw. Südosten gelegenen Einzugsgebiet erhielt.
Dieser Quarzsand ist wahrscheinlich das Edukt grobkörniger Basementgneise oder der darin enthaltenen Granite.

Tektonische Phasen während des Eburnian, Kibaran und Panafrican haben alle Gesteinseinheiten gleichermaßen erfaßt und in West-Ost-Richtung eingeengt.
Die Muldenstruktur des Amphibolitkomplexes wurde dabei flach auf die Metasedimentabfolge aufgeschoben. Die quarzitische Schieferserie ist, mit einer möglichen Isoklinalverfaltung, als Sattelstruktur ausgebildet - die unterlagernden Gneise weisen die gleiche ONO-Streichrichtung auf.

Die Effonquarzitsequenz überlagert die quarzitische Schieferserie diskordant (?) und ist ebenfalls als steilstehende Sattelstruktur angelegt.

## 3.4 Die vulkanosedimentäre Abfolge östlich von Ife und Ilesha im Vergleich mit anderen archaischen Granit-Grüngesteinsgebieten.

Im Anschluß an die Beschreibung der Metasedimentabfolge des Ife-Ilesha-gebietes bietet sich der Vergleich der gesamten Formation - Amphibolitkomplex und Metasedimentabfolge in SW-Nigeria - mit anderen archaischen Granit-Grüngesteinsarealen an.

Das Untersuchungsgebiet im Bereich von Ife-Ilesha zeigt zwar nur einen kleinen Ausschnitt aus dem östlichen der zwei langgestreckten parallelen Metasedimentgürtel, die in Nord-Südrichtung im präkambrischen Basement Nigerias eingefaltet sind.
Die gesamte Abfolge weist jedoch das für Granit-Grüngesteinsgebiete typische Spektrum vom Liegendem zum Hangenden von ultrabasischen - bis basischen Gesteinen, über eine intermediäre vulkanosedimentäre Abfolge zu klastischen Gesteinseinheiten auf, die überall von Granitplutonen begleitet sind. In letzter Zeit häufen sich auch in Nigeria Angaben über Altersdatierungen, die bis ca. 2,8 Mrd. J. (z. B. bei ODEYEMI 1979) zurückreichen. Die früheste Deformationsphase, die den Basementkomplex in Nigeria beeinflußte, wird von UZUARPUNWA (1978) sogar bis ins Dahomeyan (ca. 3 Mrd. J.) zurückverlegt.

Auch können die sog. "Older Granites" in Nigeria nicht mehr einheitlich ins "Panafrican" gestellt werden, da sie z. T. bis 2,2 Mrd. J. alte Gesteinsanteile des Eburnian enthalten (GRANT, REX, BURKE & FREETH 1969).

All diese Faktoren lassen somit Ähnlichkeiten mit äquivalenten präkambrischen Metasedimentabfolgen erkennen, die ebenfalls mit "Ancient Gneis"- und Granitarealen (= Granit-Greenstoneterrains) assoziert sind.

Baberton Mountainland und Murchinson Range in Ost Transvaal (S. A.) stellen ein typisches Beispiel für geringmetamorphe Metasedimentabfolgen (="greenstone belt") innerhalb des südafrikanischen Kratons [+]) dar. Die Grüngesteinsabfolgen des Basements von Zimbabwe weisen meist ebenfalls nur einen geringen Metamorphasegrad auf.

[+])Kratone sind nach ANHAEUSSER (1969) stabile Krustengebiete ("stable nuclei"), die seit mindestens 2,4 Mrd. J. nicht mehr durch große tekto-thermische Effekte überprägt worden sind.

Andere präkambrische Gebiete, wie z. B. in Australien, Indien, Grönland usw., weisen zwar meist einen höheren Metamorphosegrad auf als die äquivalenten Abfolgen im südlichen Afrika. Auch sind diese auf Grund guter Aufschlußverhältnisse bzw. wegen ihrer lagerstättenkundlichen Bedeutung sowohl stratigraphisch wie z. T. auch geochemisch besser untersucht als andere archaische Gebiete in äquatorialen Zonen.

In Tb. II sind zum Vergleich und zu einer möglichen stratigraphischen Einstufung der Metasedimentabfolge auf Grund bisher vorliegender Daten in SW-Nigeria einige typische archaische Abfolgen aufgelistet.

Zu Beginn dieses Kapitels ist es notwendig, einige für das Präkambrium typische Entwicklungen zu erläutern.
Vulkanosedimentäre Abfolgen (= greenstone belts) des frühen Präkambriums werden auf Grund ihrer stratigraphischen Einstufung und typischer Gesteinsassoziationen in zwei Gruppen unterteilt (z. B. GLIKSON 1976).

1. Primäre "greenstones" bestehen aus einer Wechsellagerung von mafischen bis ultramafischen Vulkaniten, die auf einer "ozeanischen Kruste" abgelagert wurden.

2. Die sekundären (jüngeren?) "greenstones" werden aus einer vulkanosedimentären Abfolge aufgebaut, die einem granitischen Basement aufliegt. Die Ablagerung erfolgte in langgestreckten Trögen in Gebieten, die teilweise schon kratonisiert waren und das Liefergebiet für die z. T. mächtigen Sedimente darstellten.

Beide Greenstone-Typen werden von mächtigen pelitischen und psammitischen (z. T. chemischen?) Sedimenten überlagert, die auch Einschaltungen von sauren Vulkaniten enthalten können.

Die Zusammenstellung der magmatischen und sedimentären Zyklen einiger typischer Granit +)-Grüngesteinsgebieten in Tab. II erfolgte nach einem Modell von GLIKSON (1976/1979).
Diese Art der Darstellung beruht neben einer groben Alterseinstufung überwiegend auf den für die Evolution der frühen Erdkruste charakteristischen magmatischen und sedimentären Abfolgen. Die Daten von GLIKSON wurden durch neuere Literatur ergänzt und für Gebiete wie Grönland, Indien Guyana Schild, Michigan (USA) und Sierra Leone erweitert (s. Literaturverzeichnis Teil II).

Vulkano-sedimentäre Abfolgen (Molasse- und Turbiditstadium), die die "greenstone belts" überlagern, weisen für ihre Entstehungszeit Altersdaten von ca. 2 - 3,3 Mrd. Jahren auf.
Diese Angaben fallen somit auch in den Bereich der "greenstone"-Entwicklung.
Dies kann als Hinweis gedeutet werden, daß die Evolution archaischer Granit-Grüngesteinsgebiete global gesehen nicht einheitlich verlaufen ist. Eine weitere Erklärung für den breiten Schwankungsbereich der vulkanosedimentären Abfolgen sind durch Metamorphoseereignisse bedingte "verjüngte" Altersdaten.

Auch bei den eigentlichen "greenstone belts" existiert bei verschiedenen Autoren Unsicherheit gegenüber bisher üblicher Begriffe, wie primäre und sekundäre "greenstones".
Diese werden deshalb häufig allgemein als "greenstone belts" zusammengefaßt und ultramafische Relikte, die in "Ancient Gneiskomplexe" eingefaltet sind, als "supracrustals" von noch unsicherer Altersstellung bezeichnet.

+) The term "granite" is used in this paper as a group name for acid plutonic rocks (GLIKSON 1979).

Tab. II

Mögliche Korrelationen einiger charakteristischer magmatischer u. sedimentärer Zyklen bei der Evolution von Granit-Grüngesteinsgebieten

| | Kennzeichnende Merkmale | SW-Nigeria | Ost-Transvaal Ancient Gneis Kompl. (Swaziland) | Zimbabwe | Yilgarn Kraton (Kalgoorlie Syst. Wheat Belt) | Pilbara System | K a n a d a Abitibi Belt | K a n a d a Superi |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Effonquarzit? | | | | | | |
| K-Granite | Adamellite, Granodiorite, Migmatite u. Pegmatite | Ifegneis 1,15 bzw. 2,0 Mrd. J. Ibadan Granitgneis 2,2 Mrd. J. Ife-Ileshagneise (z.T.) | Hood-Granit, Nelspruit Migmatit Lochiel Granit ca. 3 Mrd. J. | Chilimanzi-, Zimbabwe-, Fort Victoria-porphyrische Granite, Sesombi u. Somala Tonalite ca. 2,6-2,7 Mrd. J. | Mungari Granit 2,6 Mrd. J. Rb-normale Gneise 2,55 - 2,7 Mrd. J. | Posttektonische Adamellite 2,6 - 2,7 Mrd. J. Moolyella Granit ca. 2,7 Mrd. J. | posttektonische Syenite u. Granite ca. 2,5 - 2,6 Mrd. J. | Kenoran ca. 2,6 |
| Molasse-Stadium | Konglomerate, Arkosen Sandsteine, Grauwacken untergeordnet saure u. alkalische Vulkanite, Cherts und Pelite | Effonquarzit quarzitische Metasedimentabfolge (Einstufung auf Grund d. Aufschlußverhältnisse, wie lateritische Verwitterung unsicher) | Pongola System (Mozaan Sed.) Moodies Group 3,2 - 3,3 Mrd. J. | Stromatolite im Belingwe Greenstone belt (ca 2,7 Mrd. J.) | Kurrawang Beds teils basale Unkonformitäten | Whim Creek Group, Mosquito Creek Abfolge mit basaler Unkonformität | Matachewan Dykes (2,4 - 2,6 Mrd. J. | |
| Turbidit-Stadium | Vulkanite, Pyroklastite, Cherts u. Jaspilite mit banded iron formation | | Fig Tree Group 3,2 - 3,3 Mrd. J. | Shamvaian Group | Mungari Beds Assoziation 4 | Gorge Creek Group | Timiskaming Turbidite u. Konglomerate/subaquatisch tale Sedimente u. alkalische Vulkanite ca. 2,4 - 2,7 Mrd. J. | |
| späte Grüngesteine (greenstone belts) | Kalkalkalische Basalt-Andesit-Rhyolit-Zyklen, Tholeiit-Rhyolit-Zyklen u. Tuffite, untergeordnet Ultramafitite | Ife-Amphibolit-Komplex | Onverwacht Group (oberer Teil) Hoogenoeg Formation Kromberg Form. Swartkoppie Form. | Bulawayan Group 2,7 - 2,8 Mrd. J. Belingwe greenstone belt 2,7 - ?3,5 Mrd. J. | At Red Lake, Yilmia, Assoziation 3 Mulgabbie Form. | Warrawoona Abfolge (oberer Teil) Salgash Subgroup 2,7 - 3,0 Mrd. J. | Blake River Group 2,6 - 2,7 Mrd. J. | Zirkona Keewati Cross La |
| Unkonformitäten | | Ifewara fault-system | Middle Marker 3,37 Mrd. J. | granitische Konglomerate | At Jones Creek, Mungari, Mount Monger | Marble Bar Chert, Hong Cong Chert 3,4 - 3,5 Mrd. J. | Cherts u. banded iron formation, z. B. Adams Mine | Granitge |
| Na-Granite | Tonalite, Trondhjemite, Granodiorite u. Porphyre | verschiedene Gneise u. Aplite 2,5 - 2,8 Mrd. J. ?Ife-Ileshagneise (z. T.?) | Ancient Tonalites 3,2 - 3,4 Mrd. J. Tonalit Gneis 3,3 Mrd. J. | Tonalitgneise von Mashaba (2,97 Mrd.J.) Shabani u. Selukwe 3,4 - 3,6 Mrd. J. Gregarious Batholit 3,3 Mrd. J. | Na-Granitintrusionen in Kambaldagreenstones, Rb-arme granitische Gneise 2,9-3,1 Mrd. J. | Plg-reiche Granite 3,1 ± 0,4 Mrd. J. Trondhjemite, Granodiorite u. Quarzmonzonite 3,3 Mrd. J. | Granodiorite und Tonalite ca. 3,0 Mrd. J. | Granodi östlich ca. 3,0 |
| frühe Grüngesteine (early greenstone crust) | Mafische, meist ultra mafische Vulkanite, Cherts u. Jaspilite, pelitische Sedimente, untergeordnet saure Vulkanite | Ife-Amphibolitkomplex (apatitreicher Pyroxenit) ? supracrustale Relikte in gebänderten Ibadangneisen | Amphibolite Onverwacht Group (unterer Teil) Sandspruit Form. Theespruit Form. Komati Formation > 3,5 Mrd. J. Gneis vom Sandriver (Limpopo belt) 3,86 Mrd. J. | Sebakwian Group u. Äquivalente > 3,6 Mrd. J. | At Coolgardie, Kalgoorlie, Ora Banda, Bullong Assoziation "western greenstones" (Jones Creek) Basische Granulitenklaven | Waarawoona Abfolge (unterer Teil) Talga Subgroup > 3.45 Mrd. J. | Malartic Group u. Kinojevic Group | ultrama mafische in Dior Group?) |

| | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| r Provinz | Slave Provinz | Ishpeming Greenstone belt, Michigan USA | SÜdwest-Grönland | Nord-Indien | Zentral und SÜd-Indien | Sierra Leone | Guyana Schild mit Nord-Brasilien |
| | | | | Delhi-Orogenese 1,2 – 2,0 Mrd. J.<br>Dongargarh Granite | | | Roraima Sandstein 1,4-1,9 Mrd. J. |
| rd. J. | K-Granite<br>Ca. 2,57 Mrd. J. | Compean Creek Gneis 2-2,4 Mrd. J.<br>Dead River Pluton<br>(Hbl. Diorit) | Qorqut Granit ca 2,5 Mrd. J.<br>Nukgneise ca. 2,8 Mrd. J. | Singbhum Granit > 2,0 Mrd. J.<br>Bundelkhand Granit 2,5 Mrd. J. | Penisular Gneis ca. 2,6 Mrd. J.<br>Closepet Granit<br>Chitradurga Granit 2,0 – 2,6 Mrd. J. | Liberian event Granite 2,75 Mrd. J.<br>?Leonian event Granite 2,97 Mrd. J. | Granite der Transamazonian Orogenese 1,9 – 2,1 Mrd. J. |
| u. kontinen- | Yellowknife-super Group | Lighthouse Point Member 2,75 Mrd. J.<br>Mona schist<br>Rhyolit Tuff Member<br>Nealy Creek Member<br>Lower Basalt Member | Tuffite u. Sedimente<br>Malene supracrustals ca. 2,6 – 2,9 Mrd. J. (Metamorphosealter?)<br>basaltische Laven | (Deccan Trap Plateau basalte?)<br>Bijawar Gruppe:<br>- Jungel Form.<br>- Agori Form.<br>- Parsoi Form. | Dharwar Supergroup:<br>- Chitadurga Group | Marampa Formation ca 2,2 Mrd. J.<br>Rokel River Group | Orapu Formation Bonidoro Form.<br>Paramca u. Barama Group<br>Imataca Group 2,2 – 2,8 Mrd. J. |
| er 2,7 Mrd. J.<br>, Abitibi-,<br>e Group | | ? | ?<br>Ameraldik Dykes | ? | - Bababudan Group 2,5 – 3,0 Mrd. J. | Kambui Supergroup ca. 2,7 Mrd. J.<br>Loko Group | |
| Bille | Granit-Klastite der Yellowknifegroup | | | | granitische Kongl. u. Quarzite | ?Leonian event Granite 2,97 Mrd. J. | Konglomerate |
| it u. Diorit<br>on Lake Winnipeg<br>rd. J. | Granodiorit<br>ca. 2,64 Mrd. J. | | Amitsoq Gneis ca. 3,75 Mrd. J. | Banded Gneise 2,5 Mrd. J.<br>Dudhi Granitgebiet:<br>- Mirgarani Form.<br>- Rantola Form. | Anteile von Na-Graniten im Peninsular u. Champion Gneis 2,6-3,3 Mrd. J. | older basement | Ancient Gneis Komplex > 2,6 Mrd. J.<br>Older Gneises (u. a. Granulite u. Charnockite) 3,1 – 3,4 Mrd. J.<br>Ile de Cayenne System > 3,5 Mrd. J. |
| sche und<br>Xenolithe<br>en (Hays River | ? | Dear Lake Peridodit<br>Kitchi schist? | Isua supracrustals + ? Malene Greenstones > 3,75 Mrd. J. | supracrustale Relikte in der Rantola Form. | ultramafische Enklaven im Dharwar Dom, Nilgiris u. Kolar.<br>Sargur Schist Complex 3,3 Mrd. J. | Kambui u. Loko Group → ?supracrustal greenstone belts? | dioritischer Gneis 3,8 Mrd. J. (Zirkonalter) |

Radiometrische Altersbestimmungen ($\geq$ 3.5 - 3.86 Mrd. J.) weisen Gneise, wie Ancient Gneis Komplex, Amitsoq Gneis oder Sandriver Gneis (Limpopo Belt) als die ältesten Gesteine der Erde aus und nicht die Aquivalente früher "primitiver" ozeanischer Kruste. Für die Evolution der meisten bisher bekannten "greenstone belts" bedeutet dies, daß bei ihrer Entstehung bereits Anteile einer sehr früh differentierten "sialischen" Kruste beteiligt waren. Dies, wie auch Überlegungen zur Genese der frühen Erdkruste, lassen erkennen, daß primäre und sekundäre "greenstones" entsprechend in ältere und jüngere "greenstones" nicht absolut zu trennen sind, sondern daß beide Entwicklungen auch etwa gleichzeitig stattgefunden haben können.

Die Einstufung der vulkanosedimentären Abfolge des Ife-Ileshagebietes (Amphibolitkomplex und Metasedimentabfolge) in die schematische Stratigraphietabelle ist allein auf Grund petrologischer Daten nur schwer möglich, da auch die stratigraphische Einstufung verschiedener archaischer Gebiete, wie in Südafrika, Australien, Nordamerika usw. (s. Tab.II) nicht immer eindeutig korreliert bzw. korrelierbar sind. Eine mögliche Erklärung hierfür ist in der, global gesehen, unterschiedlichen (?) Evolution der frühen Erdkruste zu suchen. Die verschiedenen Gebiete zeigen z. B. trotz ähnlicher Altersdaten für ihre jeweiligen stratigraphischen Einheiten ein anderes Environment, d. h. die Umwandlung von sialischen "nuclei" zu stabilen Kratonen lief nicht immer nach dem gleichen Evolutionsmodell ab.

Daraus ergibt sich, daß der Vergleich ähnlicher archaischer Gebiete nur nach petrologisch-stratigraphischen Gesichtspunkten keine eindeutigen Ergebnisse liefert, sondern auch andere Kriterien herangezogen werden müssen.
Als geeignet bieten sich hier die geochemischen Charakteristika an; es muß aber angemerkt werden, daß über Gebiete, die stratigrafisch gut beschrieben sind, oft noch nicht die entsprechenden chemischen Daten vorliegen.

## 3.5 Auswertung der Satellitenbilder

Zur Ergänzung der Regionalgeologie im Hinblick auf die Großtektonik erwiesen sich multispektrale Scanneraufnahmen des LANDSAT 1-Satelliten als gut geeignet. Die zur Verfügung stehenden Orginalaufnahmen+) sind, bedingt durch einen Dunstschleier, nur von mäßiger Qualität. Zur besseren Auswertung wurde der den Arbeitsbereich betreffende Bildausschnitt an der Zentralstelle für Photogrammetrie und Fernerkundung der DFG am Institut für Allg. und Angew. Geologie München mittels digitaler Bildverarbeitung zur Verbesserung der Bildaussage kontrastverstärkt und auf den Maßstab ca. 1:240 000 vergrößert.

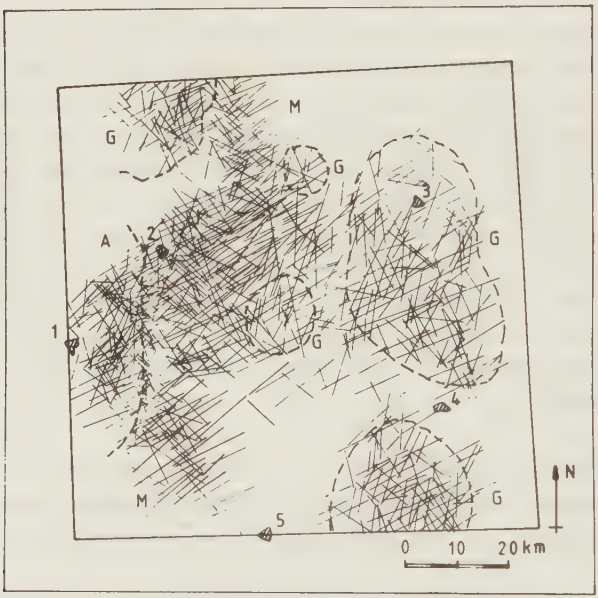



Abb. 5 Lineamentdarstellung des Gesamtbereichs
Fläche - 5932 km$^2$, Lineamentanzahl - 972
A - Amphibolitkomplex, M - Metasedimentabfolge, G - Granitareale,
1 - Ife, 2 - Ilesha, 3 - Ado-Ekiti, 4 - Akure, 5 - Ondo.

+) Im Gegensatz zur photografischen Erfassung der Strahlung wird diese mit elektronischen Meßgeräten durch zeilenweises Abtasten = Scannen in vier getrennten Wellenbereichen (0,475 - 0,575/um, 0,580 - 0,680/um, 0,690 - 0,830/um und 0,8 - 1,1/um) aufgezeichnet.

Die Auswertung der Satellitenbilder wurde zuerst für das eigentliche Arbeitsgebiet (Amphibolitkomplex und Metasedimentabfolge) durchgeführt und untergeordnet für die umliegenden Granitareale.

Auswertungen von Satellitenbildern in ariden Gebieten, z. B. Tibesti (LIST 1976) zeigen im Vergleich mit geologischen Detailkartierungen gute Übereinstimmung. Das gesamte Ife-Ileshagebiet ist aber mit sogenanntem "secondary rainforest" bewachsen, daher kann eine geologische Kartierung nur für größere Gesteinseinheiten durchgeführt werden. Man ist auf indirekte Kartierungshilfen angewiesen, so zeichnet das Entwässerungsnetz geologische Strukturen bzw. Körper nach, Höhenrücken und Härtlinge pausen sich gut durch die Regenwaldbedeckung. Bei der Auswertung der Satellitenbilder des Gebietes von Ife-Ilesha konnte Geländekenntnis mit berücksichtigt werden. Eine Unterscheidung von Gneisen und Quarziten bzw. Schiefern im Bereich der steilstehenden quarzitischen Metasedimentabfolge ist auch mit Geländekenntnis nur bedingt möglich. Die quarzitische Glimmerschieferabfolge - die Effonquarzite, wie die Granitareale, sind klar zu trennen, wogegen der Amphibolitkomplex mit der flach nach Westen einfallenden Metasedimentabfolge keine deutlich erkennbare morphologische Grenze bildet.

Der Verlauf der sog. "Ifewara fault" als Grenze zwischen Amphibolitkomplex und Metasedimentabfolge, wie sie in der geologischen Karte 1:250 000) eingetragen ist, kann im Satellitenbild nicht ausgemacht werden. Diese Beobachtung deckt sich mit den geophysikalischen (AKO et al. 1976) und den geochemischen Untersuchungen (MATHEIS u. AKINWALE 1977).
In diesem Bereich ist zwar ein Störungssystem vorhanden, allerdings biegt es nördlich von Ifewara nicht nach Nordosten, sondern verläuft im Bereich des "Imeluberges" +) Nord bis Nordwest. Auf Grund des Lineamentverlaufs sind auch horizontale Versatzbeträge von einigen 10er Metern nachzuweisen, über die Höhe der vertikalen Versatzbeträge fehlen detaillierte Untersuchungen.

+) So benannt nach dem Dorf Imelu am Fuß dieses Berges, da in der topographischen Karte kein Name eingetragen war.

Eine wichtige Einsatzmöglichkeit von Satellitenbildern ist die Erfassung linearer Strukturen. In der einschlägigen Literatur werden Begriffe, wie Lineament, Linear und Lineation oft für dasselbe Phänomen verwendet. Deshalb soll hier die Definition von O'LEARY et. al. (1976) Anwendung finden: A lineament is a mappable, simple or composite linear feature of a surface, whose parts are aligned in a rectilinear or slightly curvilinear relationship ... and which differs distinctly from the pattern of adjacent features and presumably reflects a subsurface phenomenon".

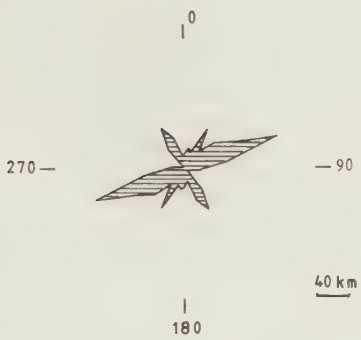
Ein wesentlicher Punkt der Definition des Begriffes "Lineament" ist darin zu sehen, daß jede genetische Aussage, außer den beiden Hinweisen "natürlich" und "unter der Oberfläche liegenden Phänomenen" vermieden wird (JASKOLLA 1978).
Bisher wurden überwiegend Satellitenbilder in ariden und semiariden Gebieten interpretiert bzw. veröffentlicht. Für das Arbeitsgebiet in Nigeria zeigt sich aber, daß der Begriff "unter der Oberfläche liegend" auf "unter dem tropischen Regenwald liegend" erweitert werden muß.
Neben geradlinigen Lineamenten sind im Satellitenbild des Ife-Ilesha-gebietes auch sog. "Ringstrukturen" zu erkennen. Diese wurden, seit LANDSAT-bilder zur Verfügung stehen, überall auf der Welt gefunden (z. B. LIST 1976).
Im Ife-Ileshagebiet fallen diese Ringstrukturen meist mit den schon bekannten Granitkomplexen, wie z. B. beiIdanre und Ado-Ekiti zusammen. Dabei zeigt sich aber, daß die im Satellitenbild erkennbare Ausdehnung dieser wesentlich größer ist als die in der geologischen Karte eingetragenen Granitgebiete.

Die Verteilung der Ringstrukturen bzw. Granitkomplexe mit der dazwischen eingefalteten Metavulkanosedimentären Abfolge zeigt große Ähnlichkeit mit Satellitenbildern besser exponierter präkambrischer Gebiete, wie z. B. dem Pilbara Granit-Greenstoneterrain in NW-Australien (GLIKSON 1979).

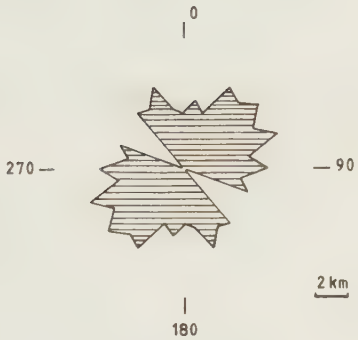
Die Lineamente der verschiedenen Gesteinseinheiten (Amphibolitkomplex, Metasedimentabfolge und Granitareale) sind in den Abb. 6 - 8 als Lineamentrosen sowohl für die Gesamtlänge, wie für die mittlere Länge+) in km dargestellt.

+)=Gesamtlänge : Anzahl der Lineamente für die jeweils auftretende Richtung, z. B. $0^{o}$, $10^{o}$, $20^{o}$, $30^{o}$ usw.

Lineamentrosen:




a,

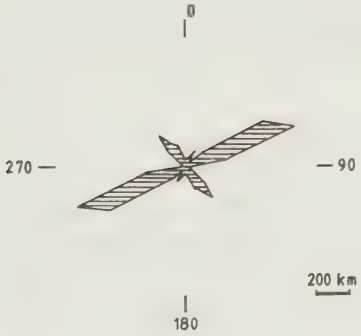



b,

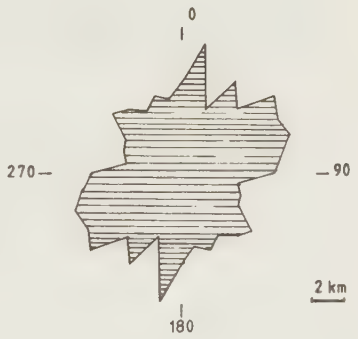
Abb. 6 Amphibolitkomplex

a, Lineamentrose für die Gesamtlänge in km

b, Lineamentrose der mittleren Länge in km




a,




b,

Abb. 7 Metasedimentabfolge:

a, Lineamentrose für die Gesamtlänge in km

b, Lineamentrose der mittleren Länge in km

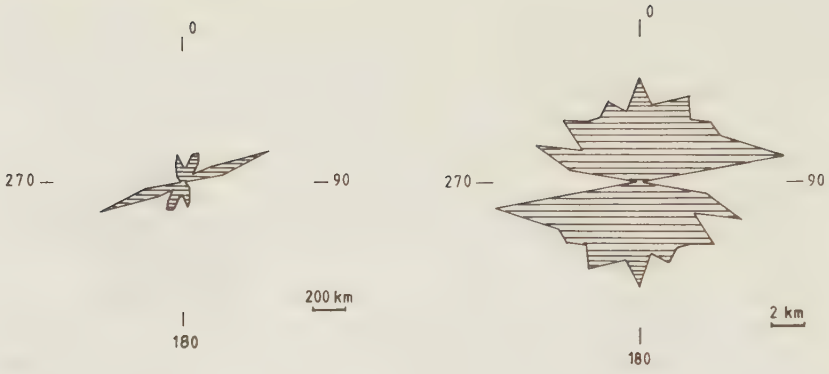



Abb. 8 Granitareale:
a, Lineamentrose für die Gesamtlänge in km
b, Lineamentrose der mittleren Länge in km

Die Lineamentrosen 6a, 7a, 8a zeigen ein Hauptmaximum bei 70°, d. h. Lineamente dieser Richtung mit der größten Längserstreckung durchziehen alle drei Gesteinseinheiten gleichermaßen. Eine Häufung bei 30° tritt ebenfalls in allen drei Bereichen auf. Für das 2. Nebenmaximum ergeben sich geringfügige Abweichungen: Amphibolitkomplex - 150°, Metasedimentabfolge - 140°, und Granitareale - 170°.

Die Maxima der Lineamentanzahl bzw. deren Länge stimmen nicht mit den Maxima der mittleren Länge überein.
Die Rosen für die mittlere Lineamentlänge 6b, 7b, 8b spiegeln unterschiedliches Verhalten der Gesteinseinheiten bei tektonischer Beanspruchung wider.
Beim Amphibolitkomplex ist die mittlere Länge der Lineamente relativ gleichmäßig, ohne Hauptmaximum verteilt.
Bei der Metasedimentabfolge tritt eine Häufung im Bereich von 50° - 80° auf und ein deutliches Maximum bei 10°. Bei den Graniten liegt das Hauptmaximum bei 80°

Die Anlage der langgestreckten Metasedimenttröge in Nigeria deckt sich in etwa mit dem Lineamentmaximum der mittleren Länge bei ca $10^{o}$ der Metasedimentabfolge des Ife-Ileshagebietes. Daß diese Richtung beim Amphibolitkomplex nur untergeordnet auftritt, ist in der schlechten Bildqualität, im mangelnden Relief, wie in starkem Bewuchs begründet.

Alle drei Gesteinseinheiten weisen ein deutliches Maximum im Bereich zwischen $50^{o}$ - $80^{o}$ und ein zweites Nebenmaximum bei $140^{o}$ - $170^{o}$ auf. Diese überlagern die obengenannte Richtung von ca. $10^{o}$ - $20^{o}$ und fallen in etwa mit dem Benue - bzw. Nigertal zusammen.

Aus der Verteilung der Lineamente in den Lineamentrosen zeigt sich nicht nur das unterschiedliche tektonische Verhalten der drei Gesteinsabfolgen; die unterschiedlichen Maxima weisen auch auf die Überlagerung verschiedener tektonischer Phasen hin.

Die Interpretation der Lineamente darf aber nicht isoliert betrachtet, sondern muß in einen größeren Rahmen gestellt werden. Amphibolitkomplex und Metasedimentabfolge im Gebiet von Ife und Ilesha gehören zum östlichen der beiden Nordost - Südwest (ca $10^{o}$ - $20^{o}$) streichenden Faltengürtel in Nigeria, die in ihrer Verlängerung zur Küste hin von der "Romanche" und "Chain"-Störungszone (mit ca. $50^{o}$) geschnitten werden (s. Abb. 9).

Die Fortsetzung dieser beiden Störungszonen auf dem Südamerikanischen Kontinent konnte von FRANCHETEAU u. Le PICHON (1972) nachgewiesen werden, nicht aber das entsprechende kontinentale Störungssystem, das in Nigeria innerhalb der Metasedimentgürtel verläuft.

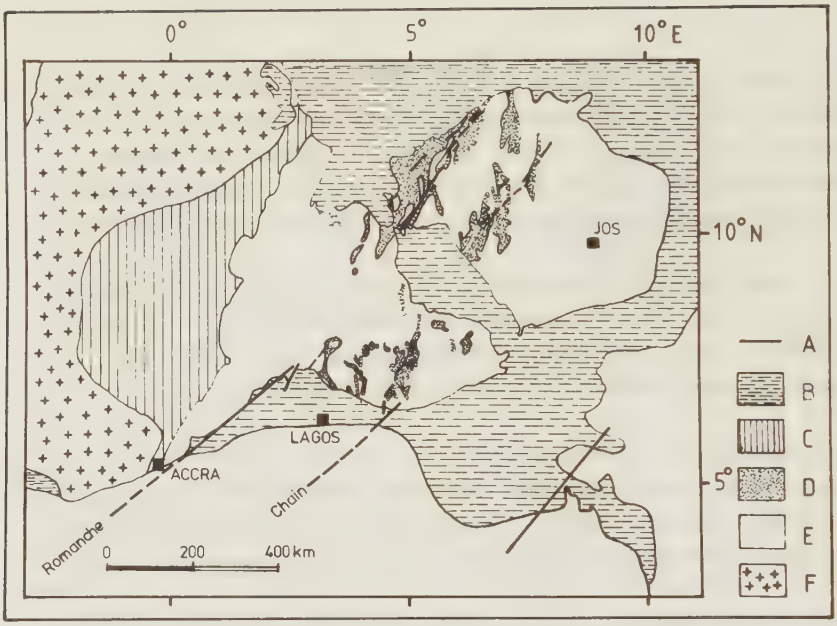



Abb. 9 Schnittpunkte atlantischer Störungszonen mit der Golfküste von Guinea und den beiden Hauptstörungssystemen in Nigeria (Vereinfacht nach DESSAUVAGIE 1974 und Mc CURRY 1975).

A - Hauptstörungszonen,
B - Kreide und jüngere Sedimente,
C - Buem-Togo-Voltaian Sedimente,
D - Metasedimentgürtel/Kibaran bis Pan-African (1100? - 500 Mio.J.),
E - Gneise und Granite des kristallinen Basements/Dahomeyan bis Pan-African (2000 - 500 Mio. J.),
F - Westafrikanischer Kraton.

(Abbildung nach WRIGHT 1976)

WRIGHT (1976) führt die Romanche- und Chain-Störungszone sowie das Einsinken des Benue Troges auf die Öffnung des Südatlantiks zurück. Dies mag für den Benue Trog ($60^{o}$ - $70^{o}$) gelten, nicht aber für das kontinentale Störungssystem ($10^{o}$ - $20^{o}$), das innerhalb der präkambrischen Metasedimentgürtel Westafrikas verläuft.
Für letzteres hat die Panafrikanische Orogenese sicher eine große Rolle gespielt, besonders da es sich weit nach Norden verfolgen läßt. So tritt dieses etwa N-S-verlaufende Störungssystem auch im Iforasgebiet in Mali und im Hoggargebirge Algeriens auf (z. B. BLACK et. al. 1979, HOLT et al. 1978).
Altersangaben aus diesen Gebieten zeigen aber, daß die Anlage dieses Störungssystems schon viel früher anzusetzen ist.
Die ins "Upper Birimian" und "Tarkwaian" eingestuften Metasedimentgürtel in Ghana verlaufen ebenfalls etwa in der gleichen Richtung.
Diese Übereinstimmung kann möglicherweise als ein für Westafrika typisches "früh"-angelegtes Störungssystem bzw. "alte Schwächezone" gedeutet werden. Entlang dieser konnten sich parallele Riftsysteme bzw. langgestreckte Sedimentationströge entwickeln.

Da für Nigeria bisher nur wenige Altersdaten vorliegen bzw. diese durch Metamorphoseereignisse verwischt sind, bieten sich für die Genese dieser Metasedimentgürtel folgende Erklärungsmöglichkeiten an:

a, unter Annahme "plattentektonischer Modelle" ("Onionskin tectonic", z. B. KRÖNER 1977):
durch Wachsen von "Kleinplatten" (Nuclei) durch Anlagerung von jüngeren Orogengürteln zum Kraton verlagerten sich die primären Sedimentationsräume von West nach Ost, d. h. es erfolgte eine Verjüngung vulkanosedimentärer Abfolgen von Ghana nach Nigeria.

b, primäre "Kleinplatten" mit dazwischenliegenden Rift's und Sedimentationströgen ("arc-collision type" CONDIE 1980)
die Metavulkanosediment Abfolgen in Nigeria und Ghana sind möglicherweise gleich alt.

c, die mögliche Existenz großer kontinentaler Kratonplatten, die durch Bruchtektonik zerbrachen und somit die Bildung linearer "mobile belts" ermöglichten ("plate accretion versus plate destruction", KRÖNER 1979).

Das Erscheinungsbild der langgestreckten Metasedimentgürtel in Ghana oder Nigeria, die sich bis ins Hoggargebirge verfolgen lassen, sprechen für die beiden letzten Modelle. Da sich diese nicht ausdrücklich widersprechen, können sie möglicherweise doch ähnliche Environments darstellen.

### 3.5.1 Bedeutung von Satellitenbildern für die Exploration

In den letzten Jahren wurden bei Explorationsvorhaben immer häufiger Satellitenbilder zur Auffindung von Vererzungen oder Vererzungszonen, die mit Lineamenten korrelierbar sind, herangezogen. Dieses Verfahren wurde bisher überwiegend in Gebieten mit geringer Boden- bzw. Vegetationsbedeckung mit Erfolg angewandt. Mittels besserer Aufnahmequalität der Satellitenbilder, besonders aber durch die Anwendung digitaler Bildverarbeitung, können diese Untersuchungen durchaus auch in äquatorialen Gebieten mit tropischem Regenwaldbewuchs durchgeführt werden.

Wie anfangs erwähnt, ist auf dem vorliegenden Satellitenbild des Ife-Ileshagebietes trotz relativ schlechter Bildqualität eine Gliederung in die verschiedenen Gesteinseinheiten möglich. Auffällig ist hier, daß die Granitareale bzw. Ringstrukturen im Vergleich zur geologischen Karte generell einen größeren Durchmesser aufweisen.

Die präkambrischen Sn-Nb-Ta-Pegmatite wie bei Ijero und Egbe nordöstlich von Ilesha sowie die mit den jurasischen Graniten des Jos-Plateaus verbundenen Vererzungen mit Sn-W-Cu-Pb-Zn treten entlang von Lineamentsystemen auf (WRIGHT 1970 und OLADE 1980).
Daß diese Vererzungen überwiegend im Randbereich metavulkanosedimentärer Abfolgen zusammen mit Graniten zu finden sind, spricht für die Annahme, daß die Lineamente für den Transport von Erzlösungen bzw. die Platznahme von Pegmatiten verantwortlich sind. Die Auswertung der Lineamentsysteme kann somit für diese Gebiete ein Hilfsmittel zur Exploration erzhöffiger Areale, besonders aber zur Auffindung weiterer an Störungszonen gebundene Vererzungen in SW-Nigeria, bilden.

# 4. Geochemie

## 4.1 Einleitung:

Die Ausbildung der beiden langgestreckten etwa N-S-verlaufenden Metasedimentgürtel in Nigeria zeigen Ähnlichkeiten mit archaischen "Grüngesteinsabfolgen", wie z. B. in Südafrika, Grönland, Kanada, Nordamerika oder Australien.

Diese zeichnen sich durch ihre typische stratigraphische Abfolge von mächtigen, ultrabasisch-basischen Gesteinen über eine gemischt vulkanosedimentäre zu einer überwiegend klastischen Sequenz aus, sowie durch ihre strukturgeologische Ausbildung als Metasedimentgürtel, die in Granit-Gneisareale eingefaltet sind.

Die geologischen Charakteristika von Grüngesteinsabfolgen bzw. deren Sonderentwicklungen wurden in Kap. 3 schon eingehend behandelt.

Die Gesteine des Ife-Ileshagebietes sind wegen ihrer Lage im tropischen Regenwald einer starken lateritischen Verwitterung unterworfen. Dies trifft überwiegend auf die verwitterten Metasedimentlagen innerhalb der Glimmerquarzitabfolge zu. In Kap. 4.3 werden am Beispiel einiger Gneisproben verwitterungsbedingte mögliche Elementverschiebungen diskutiert. Dies, wie auch unterschiedliche Metamorphosealter bzw. absolute Altersdatierungen, die in Nigeria in noch relativ geringer Anzahl vorliegen, und die unzureichende litologisch-sratigraphische Korrelation innerhalb des SW-nigerianischen Basements erschweren den direkten petrologischen Vergleich mit äquivalenten präkambrischen Abfolgen.

Deshalb bieten sich hier besonders geochemische Methoden an. Dabei müssen allerdings folgende Faktoren beachtet werden:

- die geographische Lage der oben genannten Vergleichsgebiete in meist aridem bzw. nivalem Klima
- durch ihre exponierte Lage, d. h. nur geringe Sediment- oder Bodenbedeckung sind deshalb diese Gesteinsabfolgen sowohl statigraphisch wie geochemisch gut untersucht
- geochemische Daten sind in der Literatur häufig nur unvollständig abgedruckt.

Eine zusammenfassende Darstellung der chemischen Daten der verschiedenen Gesteinseinheiten innerhalb der Metasedimentabfolge des Gebietes östlich bzw. südöstlich von Ife und Ilesha soll den geochemischen Kenntnisstand dieser Gegend erweitern. Die Gegenüberstellung von Literaturdaten mit den Daten der Metasedimentabfolge aus SW-Nigeria soll mithelfen, diese mit äquivalenten präkambrischen Abfolgen zu vergleichen oder auf Grund einer unterschiedlichen Entwicklung sie von diesen abzugrenzen.

## 4.2 Ergebnisse

### 4.2.1 Haupt- und Nebenkomponenten

Im folgenden Abschnitt ist das Spektrum der chemischen Zusammensetzung der verschiedenen Gesteinseinheiten aus dem Ife-Ileshagebiet zusammenfassend dargestellt.

Durchschnittswerte und Variationsbereich der häufigsten Gneistypen sind in Tab. III aufgeführt.

Die sehr unterschiedliche modale Zusammensetzung der verschiedenen Gneise spiegelt sich natürlich auch in einem breiten chemischen Spektrum wider.

Die Gehalte der Muskovit-Biotitgneise und Hellglimmergneise bewegen sich überwiegend in einem Bereich mit granitischem Pauschalchemismus. Biotitgneise weisen je nach Hornblendeanteil einen Bereich zwischen granitischem und granodioritischem Chemismus auf, die Hornblendegneise fallen teils auch in den Bereich von Dioriten.
Die Granat-Epidotgneise haben bei etwa granitischem Pauschalchemismus durchschnittlich die höchsten CaO- und die niedrigsten $K_2O$-Gehalte.

Die Schwankungsbreite der Alkalien bei allen Gneistypen ist durch den primären Ausgangschemismus begründet bzw. auch durch metamorphe Überprägung zu erklären.

Tab. III

Durchschnittswerte und Variationsbereich der häufigsten Gneistypen.

| | Muskovit-Biotitgneise (± Granitgneise) | Hellglimmergneise (±Quarz-Feldspatgneise) | Biotitgneise und Hornblende-Biotitgneise | Hornblendegneise | Granat-Epidotgneise |
|---|---|---|---|---|---|
| | n = 14 | n = 8 | n = 13 | n = 8 | n = 3 |
| $SiO_2$ | 73.17 (70.40 - 75.42) | 75.54 (73.26 - 77.65) | 67.12 (63.54 - 71.28) | 62.74 (57.78 - 69.67) | 71.26 (68.18 - 74.29) |
| $Al_2O_3$ | 13.28 (12.29 - 15.42) | 12.28 (10.98 - 13.20) | 15.17 (14.07 - 16.54) | 16.66 (13.39 - 20.00) | 11.79 (10.92 - 12.61) |
| $Fe_2O_3$ | 2.57 (1.08 - 5.23) | 2.03 (0.94 - 3.20) | 4.00 (1.76 - 7.32) | 4.42 (1.72 - 7.99 | 3.26 (3.19 - 3.39) |
| MgO | 0.43 (0.21 - 0.70) | 0.25 (0.01 - 0.65) | 1.37 (0.57 - 3.33 | 1.54 (0.27 - 4.13) | 0.97 (0.54 - 1.47) |
| CaO | 1.13 (0.51 - 1.82) | 1.40 (0.61 - 3.40) | 1.97 (1.14 - 2.58) | 4.41 (2.04 - 7.16) | 5.25 (4.93 - 5.56) |
| $Na_2O$ | 2.96 (1.71 - 4.21) | 3.59 (2.43 - 4.82) | 3.87 (1.48 - 6.46) | 4.05 (1.04 - 7.25) | 3.27 (2.86 - 3.96) |
| $K_2O$ | 5.23 (3.46 - 6.43) | 3.60 (1.54 - 5.34) | 3.90 (1.56 - 6.24) | 4.43 (1.12 - 7.31) | 2.76 (1.61 - 4.96) |
| $TiO_2$ | 0.27 (0.09 - 0.57) | 0.29 (0.08 - 0.53) | 0.53 (0.20 - 0.88) | 0.54 (0.14 - 0.92) | 0.39 (0.33 - 0.43) |
| $P_2O_5$ | 0.04 (0.01 - 0.18 | 0.08 (0.01 - 0.21 | 0.19 (0.06 - 0.47) | 0.20 (0.03 - 0.43) | 0.09 (0.07 - 0.12) |
| MnO | 0.03 (0.01 - 0.05 | 0.03 (0.02 - 0.05 | 0.06 (0.03 - 0.10) | 0.08 (0.03 - 0.14) | 0.08 (0.07 - 0.08) |
| GV | 0.78 | 0.45 | 1.34 | 0.56 | 0.55 |
| $\Sigma$ | 99.89 | 99.54 | 99.52 | 99.63 | 99.67 |

$SiO_2$

Die $SiO_2$-Gehalte der verschiedenen Gneise bewegen sich zwischen 58 - 78 %. Dieser große Schwankungsbereich ist durch die unterschiedliche Zusammensetzung des Ausgangsmaterials, z. T. auch durch metasomatische und Metamorphoseeffekte bedingt. Die Streuung von 92 - 99 % $SiO_2$ bei den Quarziten wird durch unterschiedliche Glimmeranteile und damit verbundenen erhöhten $Al_2O_3$- und $Fe_2O_3$-Gehalten verursacht.

Die verwitterten Metasedimentzwischenlagen (Glimmerschiefer und Arkosen) innerhalb der Glimmerquarzitabfolge weisen $SiO_2$-Gehalte zwischen 35 - 70 % auf.

Da es sich hier um Zwischenlagen im cm- bzw. dm-Bereich handelt, wäre eine weitere Detailaufnahme sowohl petrographisch als auch geochemisch erforderlich.

$Al_2O_3$

Die $Al_2O_3$-Gehalte liegen bei den Gneisen im normalen Rahmen (SCHROLL 1975) zwischen 10 - 20 %; leicht erhöhte Werte können auf Verwitterungseffekte oder auf in Klüftchen eingeschwemmten Laterit zurückgeführt werden.

Bei den Quarziten bewegen sie sich zwischen Spurengehalten (d. h. unterhalb der Nachweisgrenze der RFA bzw. liegen nicht innerhalb des Eichkurvenbereichs des vorhandenen Rechenprogramms) und 35 % $Al_2O_3$. Erhöhte Gehalte von $Al_2O_3$ spiegeln einen größeren Hellglimmeranteil (Serizit-Muskovit) bei den Glimmerquarziten wider.

Die verwitterten Metasedimentlagen weisen je nach Grad ihrer Umwandlung zu Laterit den größten Schwankungsbereich von 14 - bis über 30 % $Al_2O_3$ auf.

$Fe_2O_3$

Die Werte von 1 - 8 % $Fe_2O_3$ sind bei den Gneisen auf die sehr unterschiedlichen Biotit-, Epidot-, Granat- und Hornblendegehalte bzw. Erzanteile zurückzuführen.

Der relativ große Streubereich bei den Quarziten von Spurengehalten - bis 1.8 % $Fe_2O_3$ (bei den Hämatitquarziten bis 25 %) ist sowohl durch die Freisetzung von Fe aus Biotit, wie Verunreinigungen mit Laterit auf Kluftflächen und an Korngrenzen bedingt.

Gehalte von 2 % $Fe_2O_3$ bis zu einer Anreicherung von 22 % $Fe_2O_3$ spiegeln im Einklang mit den $Al_2O_3$-Werten für die Metasedimentzwischenlagen den hohen Grad der lateritischen Verwitterung wider.

MgO

Die MgO-Gehalte streuen bei den Gneisen, je nach Modalbestand, sowie Verwitterungszustand zwischen 0.12 - 1.95 %. Die Quarzite weisen einen Streubereich von Spurengehalten - bis 1.34 % auf. Bei Quarziten der Glimmerquarzitabfolge liegen die Werte überwiegend unter 0.2 % MgO, während sie sich beim Effonquarzit mit größerem Streubereich meist um 0.5 % und darüber bewegen.

Eine sehr große Varianz von 0.4 - 2.21 % MgO ist bei den verwitterten Metasedimentzwischenlagen innerhalb der Glimmerquarzitabfolge zu finden. Dies steht im Widerspruch zu Literaturdaten, nach denen Mg bei der Verwitterung zu den leicht mobilisierbaren Elementen gehört.
Ursache hierfür ist in der speziellen geologischen Situation im Ife-Ileshagebiet zu sehen; durch die meist steilstehende Abfolge mit ihren Quarzitzwischenlagen wird die Mg-Wegführung erschwert.

Nebenkomponenten

Tabelle IV Übersicht über die Varianz der Nebenkomponenten für die verschiedenen Gesteinseinheiten.

| CaO | | % |
|---|---|---|
| | Gneise | 0.5 - 7 |
| | Quarzite | < 0.1 |
| | Metasedimentlagen | < 0.5 |

| | | % |
|---|---|---|
| $Na_2O$ | | |
| | Gneise | 1.5 – 7 |
| | Quarzite | Spuren – 1 |
| | Metasedimentlagen | Spuren – 2 |
| $K_2O$ | | |
| | Gneise | 1.1 – 6.6 |
| | Quarzite | < 0.2 und 0.8 – 1.2 |
| | Metasedimentlagen | Spuren– 5 |
| $TiO_2$ | | |
| | Gneise | 0.1 – 0.9 |
| | Quarzite | Spuren – 0.21 |
| | Metasedimentlagen | 0.21 – 3.57 |
| $P_2O_5$ | | |
| | Gneise | Spuren – 0.4 |
| | Quarzite | Spuren – 0.27 |
| | Metasedimentlagen | Spuren – 0.24 |
| MnO | | |
| | Gneise | Spuren – 0.1 |
| | Quarzite | < 0.07 |
| | Metasedimentlagen | < 0.05 |

Der große Streubereich der Alkalien ist bei den Gneisen in der sehr unterschiedlichen Modalzusammensetzung begründet. Sie weisen z. T. sehr hohe CaO –, $Na_2O$ – und $K_2O$ –Gehalte bei frischen Proben auf, während die geringeren Gehalte den Grad der fortschreitenden Verwitterung widerspiegeln.

Bei den Quarziten bzw. Glimmerquarziten sind die $Na_2O$–Gehalte auf den unterschiedlich hohen Anteil von Hellglimmer, wie auch auf feinverteilte Turmalinnädelchen auf den Schichtflächen zurückzuführen.
Die $K_2O$–Werte lassen einen noch deutlicheren Unterschied zwischen reinen Quarziten und den Glimmer– (Muskovit–Serizit–) Quarziten erkennen.

Die $TiO_2$–Gehalte der Gneise bewegen sich mit 0.1 – 0.9 % im Bereich saurer Magmatite.

Bei den Quarziten häufen sich die Werte um 0.1 %. Die breiteste Streuung tritt bei den verwitterten Metasedimentlagen auf, die Werte zwischen 0.21 - 3.57 % aufweisen. Bei Proben, die schon nahezu in Laterit umgewandelt sind, liegen die $TiO_2$-Gehalte deutlich über 2 %, d. h. durch die Verwitterung hat eine gewisse Anreicherung stattgefunden.

Die Phosphorwerte zeigen bei den Gneisen keine Besonderheiten. Quarzite weisen einen relativ weiten Streubereich mit einer Häufung bei Gehalten über 0.1 % auf.
Bei den verwitterten Metasedimentlagen treten zwei Maxima auf: für Werte kleiner 0.05 % und Werte um 0.2 %.

Die Mn-Gehalte der drei Gesteinseinheiten liegen meist unter 0,1 % und weisen keine signifikanten Maxima auf, häufig liegen sie an der meßtechnisch bedingten Nachweisgrenze (s. Kap. Meßmethodik).

4.2.2 Spurenelemente

Die Spurenelemente werden hier z. T. etwas ausführlicher beschrieben, da nicht alle für die verschiedenen Gesteinsabfolgen in die Auswertung oder für die Darstellung in den Diagrammen (Kap. 4.4) herangezogen wurden. Manche Spurenelementkonzentrationen bewegen sich im Bereich der Nachweisgrenze der hier angewandten analytischen Methode (s. Kap. Meßmethodik), d. h. bei der Angabe als "Spuren" liegt kein genauer, sondern nur ein halbquantitativer Wert vor.

V

Die Vanadiumgehalte der Gneise bewegen sich mit 4 - 89 ppm, vereinzelt bis 157 ppm im Bereich normaler Granite (3 - 310 ppm, ∅ 72 ppm, nach WEDEPOHL 1969, SCHROLL 1975) +).

Bei den Quarziten weisen die V-Gehalte ebenfalls eine relativ breite Streuung von Spuren - 80 ppm auf, wobei die meisten Werte unterhalb 30 ppm liegen (20 ppm für Sandsteine - SCHROLL 1975). Diese erhöhten Werte können durch eingeschwemmte lateritische Verunreinigungen auf Klüften oder auch

+) Die Vergleichsdaten nach SCHROLL (1975) basieren meist auf Daten von TUREKIAN und WEDEPOHL, z. T. sind diese auch durch neuere Daten aus "Handbook of Geochemistry" ergänzt.

durch unterschiedlichen Glimmeranteil bzw. einzelne Hämatitflitter verursacht sein.

Die größte Varianz von 14 - 800 ppm Vanadium,mit einer Häufung bei 100 - 300 ppm, zeigen die verwitterten Metasedimentzwischenlagen innerhalb der Glimmerquarzitabfolge.
Eine ähnlich breite Streuung wird auch für andere Gebiete mit lateritischer Verwitterung angegeben, wie z. B. für ein Granulit-Gneis-Terrain in Nordbrasilien (KRONBERG et. al. 1979).

Cr

Die Gneise im Gebiet von Iwaraja - Erimo liegen mit Cr-Gehalten von 4 - 37 ppm im Rahmen von granitischen Durchschnittswerten (4 - 22 ppm/ SCHROLL 1975). Wogegen die Gneise der südlichen Profile bei Iwo, Kajola und Idado ein breiteres Spektrum von 10 - 200 ppm (352 ppm) aufweisen und sich somit deutlich von ersteren unterscheiden.
Die Chromgehalte der Quarzite streuen im Bereich von Spuren bis 74 ppm. Die verwitterten Metasedimentlagen variieren in einem sehr weiten Bereich von 8 - 542 ppm. Auch unter Berücksichtigung, daß durch lateritische Verwitterung eine Cr-Anreicherung stattfindet (MATHEIS 1980), sind diese Werte doch deutlich erhöht. Dies erscheint als erster Hinweis, daß basisches Ausgangsmaterial bei den Metasedimentlagen einen erheblichen Anteil ausmachen könnte.

Co

Gegenüber granitischen Gesteinen, die Kobaltgehalte von 1 - 7 ppm aufweisen, sind die Werte der Ife-Ileshagneise mit 1 - 15 ppm leicht erhöht.
Noch stärker angereichert sind die Gehalte bei den Quarziten (Spuren - 18 ppm) im Vergleich zu Sandsteinen mit einem Durchschnitt von 0.3 ppm (SCHROLL 1975).
Das breiteste Spektrum von 9 - 64 ppm zeigen die Metasedimentlagen, die damit wieder in den Bereich basischer Ausgangsgesteine fallen.

Ni

Die Nickelwerte der Gneise variieren von 1 - 83 ppm und sind gegenüber Literaturdaten von 4.5 - 15 ppm deutlich erhöht. Einen sehr weiten Streubereich mit 6 - 70 ppm weisen auch die Quarzite auf und liegen damit wesentlich über dem Wert von 2 ppm für Sandsteine.

Die Ni-Werte der verwitterten Metasedimente liegen zwischen 13 - 101 ppm, mit einer Häufung bei 30 - 50 ppm. Da Nickel bei der lateritischen Verwitterung relativ stabil bleibt, z. T. etwas verarmt, deutet sich auch hier ein basischer Ausgangsschemismus an (Andesit/Diorit - 55 ppm, Basalt - 130 ppm; SCHROLL 1975).

Cu

Die Kupfergehalte der Gneise von 7 - 30 ppm liegen im Bereich von Graniten (10 - 30 ppm). Eine Ausnahme bilden nur zwei Proben im Profil östlich von Idado mit Werten von 65 und 110 ppm. Die Quarzite weisen wieder ein sehr breites Spektrum von Spuren - 150 ppm auf. Durch Metamorphoseeffekte ist eine so starke Elementanreicherung, wie auch schon bei den oben beschriebenen Elementen nur schwer erklärbar. Möglicherweise sind die Quarzitlagen innerhalb der Glimmerquarzitabfolge neben klastischer Entstehung auch chemisch gefällt worden. Die erhöhten $SiO_2$-Gehalte im Meerwasser sind mit vulkanischer Aktivität im Bereich eines tiefreichenden Störungssystems zu erklären (WAGNER 1980).

Eine ähnliche weite Elementverteilung von 14 - 202 ppm zeigen die Metasedimentlagen, wobei die meisten Proben Werte zwischen 30 - 60 ppm aufweisen.

Zn

Die Zn-Werte von 19 - 162 ppm für die Gneise liegen überwiegend im Rahmen von Graniten (39 - 60 ppm), einzelne Werte sind auch etwas erhöht.

Bei den Quarziten reicht die Varianz von Spuren - 200 ppm mit einer Häufung zwischen 50 - 100 ppm. Diese Werte liegen ca 2 - 3mal höher als für Sandsteine (30 ppm) angegeben wird.

Die Zn-Gehalte der Metasedimentlagen streuen zwar im Bereich von Spuren - 139 ppm, meist liegen die Werte jedoch unter 30 ppm. MATHEIS (1980) konnte durch Untersuchungen im Universitätsgelände von Ife zeigen, daß Glimmerschiefer bei lateritischer Verwitterung an Zn relativ verarmen.

Ga

Die Galliumwerte der meisten Gneise sind mit 14 - 35 ppm gegenüber Literaturdaten für Granite (17 ppm) leicht angereichert. Die höchsten Gehalte mit bis zu 90 ppm treten in Migmatitgneisen östlich von Effon Alaiye auf.

Bei den Quarziten liegen die Ga-Werte unterhalb von 18 ppm, sie sind Sandsteinen mit 6 ppm (SCHROLL 1975) gegenüber etwas erhöht.

Für die verwitterten Metasedimentlagen ergaben sich Gehalte von 13 - 29 ppm. Diese Werte sind saurem, wie basischem Ausgangsmaterial gegenüber etwas angereichert (Granite und Basalte bis 17 ppm, SCHROLL 1975). Dies ist möglicherweise in der lateritischen Verwitterung begründet, bei der Gallium relativ stabil bleibt bzw. leicht angereichert wird (KRONBERG et. al. 1979).

Rb

Die Rubidiumgehalte der Ife-Ileshagneise weisen im Vergleich zu Graniten (110 - 190 ppm/SCHROLL 1975) einen sehr weiten Streubereich auf. Die Korrelation von Kalium mit Rubidium spiegelt somit den unterschiedlichen modalen Anteil an Kalifeldspat wider. Eine weitere Ursache für die große Varianz ist auch im Chemismus des primären Ausgangsmaterials zu suchen.

Bei den Quarziten liegen die Rb-Werte (Spuren - 73 ppm) meist unter 40 ppm. Für Sandsteine werden durchschnittliche Gehalte von 20 ppm angegeben.

Bei den Quarziten, besonders den Glimmerquarziten sind die Glimmer (Muskovit-Serizit) die Hauptträger der Rubidiumgehalte.

Bei den Metasedimentlagen zeigt sich der Grad der Verwitterung auch im Spektrum der Rb-Gehalte von 15 - 185 ppm.

Da es sich bei den verwitterten Metasedimentlagen innerhalb der Glimmerquarzitabfolge um eine Verwitterung "in situ" handelt, sind auch die erhöhten Rb-Werte damit zu erklären.

Sr

Strontium ist eng mit Calcium verknüpft, kann aber in granitischen Gesteinen auch mit Kalium gekoppelt sein, wobei Feldspäte die Hauptträger von Ca und K sind.
So werden für Ca-reiche Granite Sr-Werte von 440 ppm angegeben, für Ca-arme Granite nur noch Werte von 100 ppm (SCHROLL 1975). Die verschiedenen Gneistypen aus dem Ife-Ileshagebiet weisen einen sehr weiten Streubereich von 65 - 1368 ppm, mit einer Häufung zwischen 150 - 300 ppm auf. Diese breite Streuung kann wie schon bei den Rb-Gehalten mit der Varianz des primären Ausgangschemismus erklärt werden. Möglicherweise haben aber auch "frühere" verwitterungsbedingte Umlagerungen und Metamorphoseeffekte eine Rolle gespielt.

Die Sr-Werte der Quarzite bewegen sich mit Spurengehalten (vereinzelt bis 20 ppm) meist am Rande der Nachweisgrenze.
Ähnlich verhält es sich bei den verwitterten Metasedimentlagen, die überwiegend nur noch Spuren von Strontium aufweisen. Nur bei einzelnen Proben, die auch noch geringe CaO-Gehalte enthalten waren Sr-Werte bis 140 ppm meßbar.

Y

Die Yttriumgehalte der Gneise bewegen sich mit 34 - 96 ppm durchaus im Rahmen von Graniten (41 - 44 ppm/SCHROLL 1975). Nur eine Probe aus dem Iwo-Profil weist einen Y-Wert von 234 ppm auf.

Während die Quarzite mit Werten zwischen Spuren - 53 ppm (durchschnittlich 20 - 30 ppm) meist im Bereich von Sandsteinen (20 ppm) liegen.

Die Gehalte von 12 - 67 ppm bei den Metasedimentlagen zeigen, daß Yttrium bei lateritischer Verwitterung relativ stabil ist. Nimmt man auf Grund der erhöhten V-, Cr-, Co- und Ni-Werte ein basisches Ausgangsmaterial an, kann Yttrium auch etwas angereichert sein.

Zr

Die Zirkoniumgehalte der Gneise sind mit Werten von 215 - 564 ppm in den südlichen und 206 - 365 ppm in den nördlichen Profilen gegenüber granitischen Durchschnittswerten (140 - 175 ppm) deutlich erhöht.

Ähnlich hohe Werte von ca 200 - 500 ppm Zr werden z. B. für einen Teil der Amitsoq Gneise (LAMBERT & HOLLAND 1976) angegeben, während sich die Daten anderer präkambrischer Gneise meist im Bereich granitischer Durchschnittswerte bewegen.

Die Zirkoniumwerte der Quarzite variieren ebenfalls über einen sehr weiten Bereich von 30 - 308 ppm. Dies kann, wie schon bei den Co-, Ni-, Cu- und Zn-Gehalten als weiteres Indiz für eine gemischte, sowohl chemisch wie klastische Ausfällung bzw. Ablagerung interpretiert werden.

Bei den verwitterten Metasedimentlagen innerhalb der Glimmerquarzitabfolge schwanken die Zr-Gehalte von Spuren - 582 ppm, mit einer Häufung zwischen 150 - 300 ppm. Lateritische Verwitterung ist möglicherweise auch hier die Ursache für diese Anreicherung.

Ba

Die Bariumgehalte der Ife-Ileshagneise weisen eine sehr weite Streuung von 605 - 2600 ppm auf, wobei die meisten Werte zwischen 1000 - 2000 ppm liegen. Diese hohen Gehalte sind somit gegenüber Literaturdaten normaler Granite (732 - 873 ppm SCHROLL 1975), wie auch verschieden präkambrischen Gebieten (z. B. bei GLIKSON 1979) deutlich erhöht.

Nur bei einzelnen Proben, deren $K_2O$-Gehalt $< 1.5$ % und CaO $\geq$ 5 % ist, treten Bariumwerte unter 1000 ppm (605 - 767 ppm) auf.

Die größte Varianz von Spurengehalten bis ca 3600 ppm mit einer Häufung zwischen 1000 und 2000 ppm zeigen die Quarzite. Für Baryt- bzw. Barytchertlagen innerhalb der Fig Tree Group waren nach HEINRICHS & REIMER (1977) hydrothermale Lösungen in Flachmeerbecken verantwortlich. Im Gegensatz zu dieser Abfolge sind bei den Quarziten des Ife-Ileshagebietes keine primären Sedimentstrukturen mehr erkennbar. Weitere Möglichkeiten der Ba-Anreicherung werden in Kap. 4.4.6 beschrieben.

Die Ba-Werte von 212 - 1257 ppm der verwitterten Metasedimentlagen liegen meist deutlich unter 1000 ppm. Unter Annahme, daß diese Abfolge größere

Anteile basischen Materials enthält, sind die Ba-Gehalte dieser (z. B. Basalt 248 ppm SCHROLL 1975) gegenüber erheblich erhöht. Barium kann, wie schon einige der oben beschriebenen Elemente durch lateritische Verwitterung angereichert werden.

## 4.3 Verwitterung

Wegen der Lage des Arbeitsgebietes im Bereich des tropischen Regenwaldes bzw. "secondary rain forest" sind alle Gesteine bei dem dort herrschenden humiden Klima, mit ca 180 cm jährlichem Niederschlag und Temperaturen zwischen 20° C - 35° C einer starken chemischen Verwitterung unterworfen.

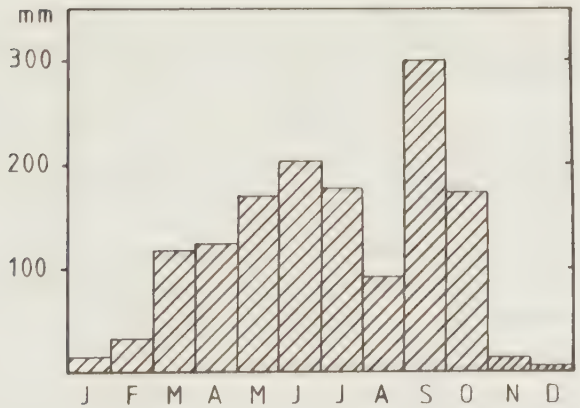



Abb. 10 Darstellung der durchschnittlichen Niederschlagsmengen in Ife zwischen 1969 - 1973, nach DUCAN 1974.

Es zeigt sich das Bild einer doppelten Regenzeit mit einem breiten Maximum zwischen März und Juli sowie einem Hauptmaximum im September und einer kurzen Zwischentrockenzeit im August, während die Monate November bis Februar nahezu niederschlagsfrei sind.

Die Darstellung der Niederschlagsverteilung in Abb. 10 kann als repräsentativ angesehen werden, auch wenn starke Verschiebungen möglich sind, so lag z. B. 1972 das Hauptmaximum mit 313 mm im Mai deutlich über 185 mm im September. 1977 während der Geländetätigkeit setzten die ersten Regenfälle erst in der letzten Märzwoche ein, während die vorangegangenen Monate durch den "Hamarthan", einem von der Sahara kommenden heißen Nordwind, völlig niederschlagsfrei waren. Für weitere Projekte in diesem Gebiet sollte dies berücksichtigt und deshalb die Geländetätigkeit in die Trockenzeit und die erste Hälfte der Regenzeit gelegt werden.

Es war nicht Ziel dieser Arbeit, systematische Untersuchungen über die lateritische Verwitterung bzw. die dadurch bedingten Elementverschiebungen der Metasedimentabfolge durchzuführen, dies wäre auch nur mittels einiger Bohrungen möglich. Aber Geländebefunde sowie die Geochemie bzw. die Aussagekraft der geochemischen Daten machen einige Überlegungen hierzu notwendig.

FANIRAN (1972) gibt für Gebiete mit granitischen Gesteinen in SW-Nigeria eine Verwitterungstiefe von 30ft $\pm$ 18 ft (= 9,1 m $\pm$ 5,5 m) an.

Bei neueren Straßentraversen z. B. Ibadan - Ijebu - Ode und Ife - Ondo wurden Verwitterungstiefen bis 100 ft (= 30,5 m) festgestellt (ASSEEZ, Diskussion zu FANIRAN 1972).

Mit diesen Straßentraversen wurden auch die Metasedimentabfolgen angeschnitten. Da diese verfaltet sind, z. T. fast saiger stehen und somit eine höhere Durchlässigkeit besitzen als Granite und Gneise, ist auch die tiefere Verwitterung erklärbar.

Untersuchungen über das Verwitterungsverhalten und die geochemische Reflexion unterlagernder Gesteine durch charakteristische Spurenelemente (Co, Cr, Cu, Li, Mn, Ni und Zn) in lateritischen Böden dieses Gebietes wurden von MATHEIS (1974 - 1980) östlich von Ife, besonders im Bereich der sogenannten Ifewarastörung durchgeführt.

MATHEIS (1979, 1980) konnte zeigen, daß hauptsächlich durch die Absorbtionsfähigkeit der Tonminerale und kolloidalen Oxid/Hydroxidsysteme die Spurenelementkonzentrationen der Ausgangsgesteine bis in den oberen B-Horizont annähernd stabil bleiben. Bei den stark verwitterten Metasedimentlagen innerhalb der quarzitischen Schieferabfolge kann so mit Vorbehalt angenommen werden, daß diese zwar nicht bei den Hauptelementen, aber doch bei den Spurenelementen mehr oder weniger noch die ursprünglichen Gehalte aufweisen.

Für die verwitterten Metasedimente scheint es typisch zu sein, daß diese auch bei nahezu völliger Umwandlung in Laterit +) bei einer Verwitterung in situ ihr metamorphes Gefüge beibehalten können (KRONBERG et. al. 1978).

Für die Gneise aus dem Ife-Ileshagebiet lassen sich in gewissem Rahmen noch einige Überlegungen anstellen.

Es wurde zwar versucht, frische Proben zu nehmen, da dies aber nicht immer möglich war, mußte auch auf leicht verwitterte Proben zurückgegriffen werden, d. h. deren Feldspäte schon makroskopisch erkennbar durch Serizitisierung bzw.Kaolinitisierung getrübt erschienen.

Zur Abschätzung dieser durch Verwitterung bedingten möglichen Elementverschiebungen sind die Oxidprozentgehalte einiger vergleichbarer Proben (83A - 83B, 89 - 90 - 91, 169 - 170, 255 - 256) der jeweils gleichen Gesteinsabfolge gegen den Glühverlust aufgetragen (siehe Abb. 11 u. 12).

+)Als "Laterit" werden in dieser Arbeit alle "Gesteine" bezeichnet, die chemisch überwiegend aus $SiO_2$, $Al_2O_3$ und $Fe_2O_3$ bestehen, die Alkalien aber nur noch in Spurengehalten vorhanden sind. Da dieses bunte, z. T. erdige Material bei den jetzigen Verwitterungsbedingungen keine harten Lateritkrusten bildet, entspricht dies dem im französischen Sprachgebrauch verwendeten Begriff "sol rouge ferraltique" (SIVARAJASINGHAM et. al. 1962, CHAUVEL 1979).

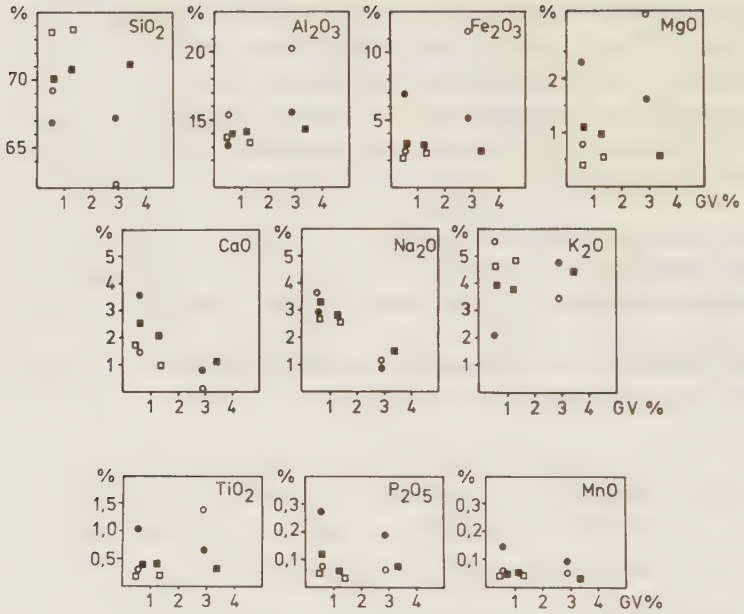



Abb. 11 Darstellung der Haupt- und Nebenkomponenten gegen den Glühverlust.

Zur Abschätzung des Verwitterungseinflusses sind die Oxidprozentgehalte einiger vergleichbarer Proben (jeweils mit dem gleichen Symbol versehen) gegen den Glühverlust aufgetragen. $SiO_2$ und $Al_2O_3$ werden mit zunehmendem Glühverlust schwach angereichert, während $Fe_2O_3$ relativ stabil bleibt, bzw. wie auch MgO leicht abnimmt. CaO und $Na_2O$ zeigen eine deutliche negative Korrelation, $K_2O$ weist dagegen noch kaum verwitterungsbedingte Veränderungen auf. – Ebenso verhalten sich die $TiO_2$-, $P_2O_5$- und MnO-Gehalte in diesem Stadium der Verwitterung noch relativ stabil.

Die $SiO_2$- und $Al_2O_3$-Gehalte verhalten sich bei zunehmendem Glühverlust relativ stabil bzw. können schwach angereichert werden, während bei $Fe_2O_3$ und MgO die Gehalte etwas verarmen.
Verwitterungsbedingte Stoffverschiebungen sind bei den Alkalien schon besser erkennbar. So zeigen die CaO- und $Na_2O$-Gehalte erwartungsgemäß eine deutliche negative Korrelation. Dagegen sind die $K_2O$-Gehalte praktisch unverändert, können z. T. auch etwas angereichert sein.

Die $TiO_2$-, $P_2O_5$- und MnO-Gehalte weisen in diesem Stadium der Verwitterung ebenfalls noch keine deutlichen stofflichen Veränderungen auf.

Untersuchungen über die chemischen Stoffverschiebungen bei der Verwitterung von Granitarealen z. B. Metondale Granit/West Australien (WORDON & COMPSTON 1973), Butler Hill Granit/Missouri (BLAXLAND 1974) oder verschiedenen Graniten in Virginia bzw. Nord und Süd Carolina (FULLAGAR & RAGLAND 1975) ergeben die gleiche Elementmobilität:

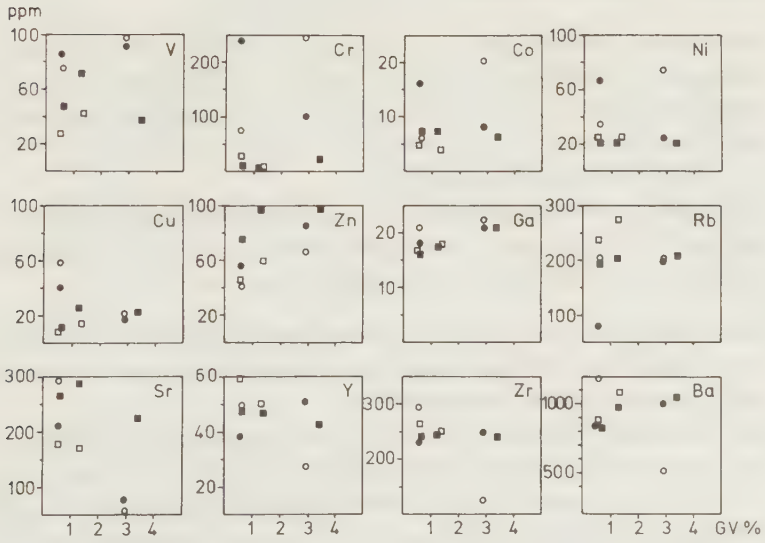



Abb. 12 Darstellung der Spurenelemente gegen den Glühverlust.

Die Co-, Ni-, Rb- und Zr-Gehalte verhalten sich in diesem Verwitterungsstadium noch stabil, während Sr und Y etwas verarmen; Zn, Ga und Ba dagegen leicht zunehmen kann.

Zur Vollständigkeit sind in Abb. 12 auch noch die Spurenelementgehalte gegen den Glühverlust aufgetragen. Bei den meisten Elementen sind keine eindeutigen verwitterungsbedingten Veränderungen erkennbar. Einige, wie Co, Ni, Rb und Zr verhalten sich bei diesem Verwitterungsgrad recht stabil, während Zn, Ga und Ba etwas angereichert werden, Sr- und Y-Gehalte dagegen leicht abnahmen.
Diese, gesamt gesehen, doch nur geringen Stoffverschiebungen sowohl bei den Hauptelementen wie bei den Spurenelementen zeigen, daß die meisten Gneise aus dem Ife-Ileshagebiet in einem noch relativ frischen Zustand vorliegen.

## 4.4 Diskussion der geochemischen Ergebnisse

Die Darstellung geochemischer Daten in Konzentrationsdreiecken und in Korrelationsdiagrammen bietet ein Hilfsmittel, verschiedene Gesteinsgruppen genetisch abzugrenzen oder mittels positiv bzw. negativ korrelierbarer Elementverhältnisse zu charakterisieren.

Im folgenden Kapitel werden die geochemischen Daten aus dem Ife-Ileshagebiet nicht gesondert interpretiert, sondern mit Literaturdaten anderer äquivalenter präkambrischer Areale, wie in Südafrika, Grönland, Kanada oder Australien, verglichen bzw. die Daten aus SW-Nigeria in die jeweiligen Diagramme eingetragen.
Durch diese Art der Darstellung ist es möglich, Hinweise über geochemische und genetische Zusammenhänge, aber auch unterschiedliche Entwicklungstendenzen zu den oben genannten Arealen zu erhalten.

Wegen ihrer lagerstättenkundlichen Bedeutung liegen an Literaturdaten von präkambrischen Gebieten überwiegend geochemische Daten basischer und granitischer Gesteinskomplexe vor.
Aus diesem Grund werden hier zuerst die Gneise mit granitischem bzw. granodioritischem Pauschalchemismus besprochen und anschließend, mangels geeigneter Vergleichsdaten, die Quarzite, Glimmerquarzite und verwitterten Metasedimentzwischenlagen in Kap. 4.5/6 getrennt behandelt.

4.4.1 AFM - Diagramm

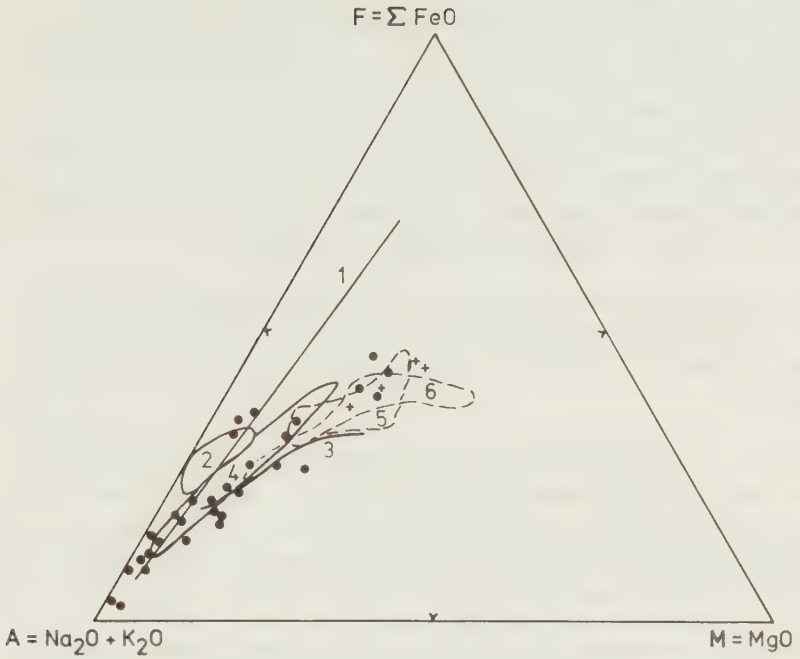



Abb. 13 AFM-Diagramm

_____ granitische Gesteine, - - - Gneiskomplexe,
1 - Amitsoq Gneis, 2 - Jüngere Kaapvaal Intrusionen,
3 - Kaapvaal Tonalite, 4 - Yellowknife, 5 - kanadische Schild-Gneise, 6 - Lewisian und Ost-Grönland Gneise,
+ Grauwacken (nach LAMBERT et al. 1976)

Die Analysendaten der Ife-Ileshagneise ordnen sich längs des kalk-alkalischen Differentiationstrends an, mit einer gewissen Häufung im Alkalibereich. Eine geographische Zuordnung in die Bereiche anderer präkambrischer Areale ist mit diesem Diagramm aber nicht möglich.

Die Daten der Gneise aus dem Ife-Ileshagebiet weisen nur eine geringe Streuung auf und ordnen sich längs des kalk-alkalischen Differentiationstrends an. Die Proben der einzelnen Profile verteilen sich unterschiedlich über diesen Bereich, mit einer Häufung in der Alkaliecke.

Im Vergleich mit anderen präkambrischen Gebieten, wie Südafrika, Nordamerika und Grönland (LAMBERT et. al. 1976) fallen die Analysen des Untersuchungsgebietes ebenfalls deutlich in den Bereich dieser Gesteinskomplexe. Die Proben aus SW-Nigeria lassen sich im Gegensatz zu den bei LAMBERT angeführten unterschiedlichen präkambrischen Arealen nicht so eng abgrenzen. Sie variieren, abgesehen vom Trend des Amitsoq Gneis, über den ganzen Bereich und erlauben somit noch keine eindeutige geographische Zuordnung in die Felder für die jeweiligen präkambrischen Areale.

An dieser Stelle ist noch ein Modell von PETRO et. al. (1979) zu erwähnen, das es erlaubt durch charakteristische Verteilungsmuster im AFM-Diagramm granitische Gesteine in "compressional" und "extensional type" zu unterteilen.

Für die Entwicklung dieses Modells wurden mesozoische und känozoische Abfolgen, die an Plattengranzen entstanden sind, auf Grund ihrer Hauptelemente sowie einiger anderer Faktoren, z. B. Differentiationsindex, Kalk-Alkaliindex ($=CaO/Na_2O + K_2O$), Kalk-Alkaliindex/$SiO_2$ und FeO/FeO + MgO-Verhältnis miteinander verglichen.

Die von PETRO verwendeten Daten der "younger granites" in Nigeria lassen eine mögliche Einstufung in den "extensional type" zu. Die Daten aus dem Ife-Ileshagebiet decken sich weitgehend mit dem AFM-Verteilungsmuster für den "compressional type".
Dagegen lassen der Kalk-Alkaliindex/$SiO_2$ und das FeO/FeO + MgO-Verhältnis keine so eindeutige Einordnung in einen der beiden Typen zu.
Dies kann damit erklärt werden, daß bei der Genese granitischer Gesteine in Nigeria sich beide Phasen überlagert, bzw. auch Metamorphoseeffekte eine gewisse Rolle gespielt haben. Es zeigt sich somit, daß Modelle, die an relativ jungen Gesteinen entwickelt wurden, für präkambrische Gesteine nur mit Vorbehalt angewendet werden können.

4.4.2 $Na_2O$ – CaO – $K_2O$ – Diagramm

Natrium, Calcium und Kalium reagieren auf magmatische wie metamorphe Veränderungen empfindlicher als die AFM–Verhältnisse, deshalb werden diese in der Literatur auch häufiger zur Unterscheidung von Gesteinseinheiten und Geneseerklärungen herangezogen.

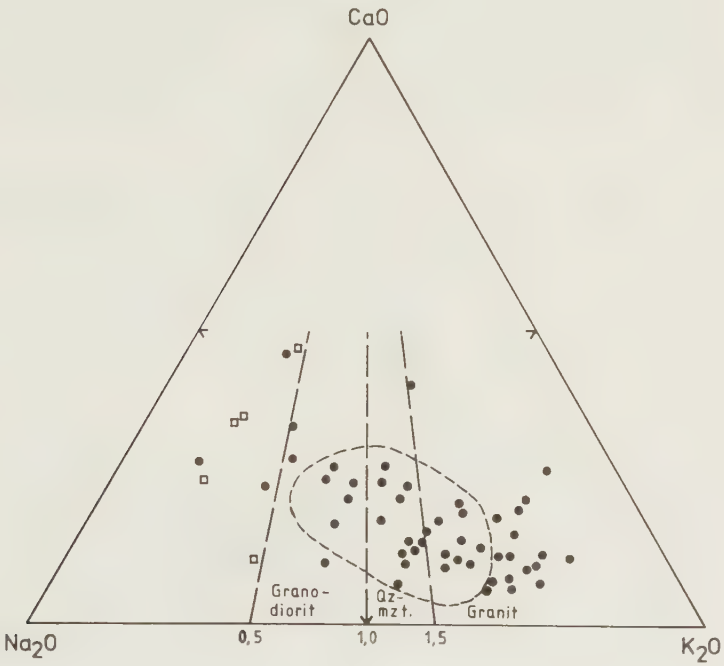



Abb. 14 $Na_2O$–CaO–$K_2O$-Diagramm
– – – Plutonite des Barberton Mountainland, □ - Ancient Gneis Komplex (CONDIE & HUNTER 1976), ● – Ife–Ilesha–Gneise.

Die Daten der Ife–Ileshagneise fallen trotz breiter Streuung etwa in den gleichen Bereich von granitischem – bis granodioritischem Chemismus wie die Plutonite aus dem Barberton Mountainland.

Die Darstellung der Analysen im $Na_2O$ - CaO - $K_2O$ - Diagramm zeigt im Vergleich für die jeweiligen Gebiete im AFM - Diagramm eine bessere Trennungsmöglichkeit.
Die Analysen der Ife-Ileshagneise sind daher in drei verschiedenen Abbildungen dargestellt.

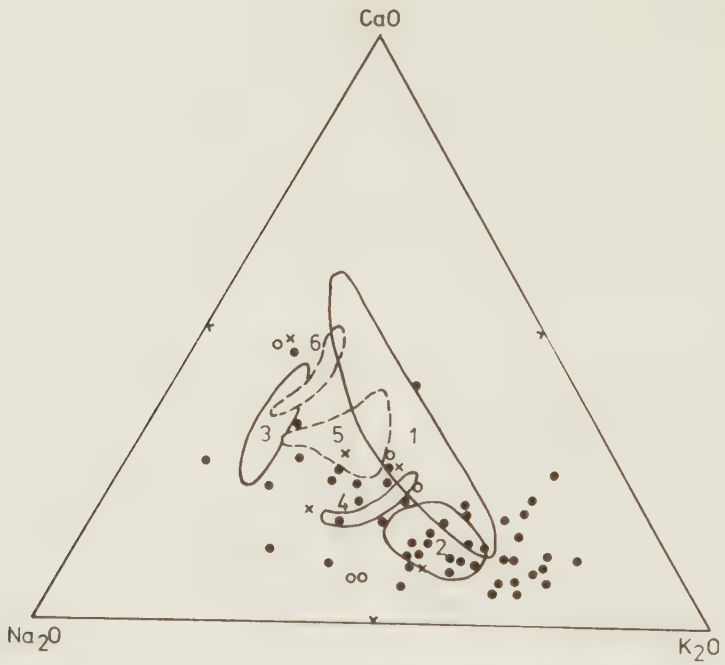



Abb. 15 $Na_2O$-CaO-$K_2O$-Diagramm

——— = granitische Gesteine, - - - - = Gneis Komplexe,

1 - Amitsoq Gneis, 2 - Jüngere Kaapvaal Intrusionen,

3 - Kaapvaal Tonalite, 4 - Rhodesien average, 5 - Laxfordian,

6 - Ost-Grönlandgneise, X - Yellowknife Plutone, o - Ancient Gneis Komplex, • - Ife-Ileshagneise.

Die Analysen der Ife-Ileshagneise lassen sich auf Grund ihrer breiten Streuung keinem der regionalen Trends eindeutig zuordnen.

Es liegt nahe, trotz großer geographischer Distanz, zuerst geeignete afrikanische Gebiete zu vergleichen.

In Abb.14 sind zusammenfassend granitische Gesteine aus dem Barberton Mountainland, Südafrika (CONDIE & HUNTER 1976) mit den Analysen aus dem Untersuchungsgebiet in SW-Nigeria dargestellt. Die Daten beider Gebiete fallen etwa in das gleiche Verteilungsfeld mit der Tendenz von basischen zu sauren Gesteinstypen. Das in dieser Differentiationsreihe liegende Quarzmonzonitfeld wird von ARTH (1976) durch die Assimilation von 20 - 50 % Metagrauwacken erklärt. Dieses Modell erfordert nach ARTH eine mächtige, gemischt-sedimentäre $SiO_2$-reiche Grauwackenabfolge, die in relativ kurzer Zeit (< 50 Mio. J.) aufgeschmolzen werden muß.

In Abb.15 sind die Analysendaten der Ife-Ileshagneise zusammen mit den gleichen Gesteinseinheiten verschiedener präkambrischer Areale (LAMBERT et. al. 1976), wie schon im AFM-Diagramm, eingetragen.
Die Daten aus SW-Nigeria liegen überwiegend im Bereich zwischen den jüngeren Kaapvaal Intrusionen, Rhodesien average und dem untersten Teilbereich der Amitsoq-Gneise, sie weisen jedoch im Gegensatz zu diesen eine größere Varianz auf.

Untersuchungen aus Indien über die Entwicklungstendenz präkambrischer Greenstonesedimente ( $\leq$ 3,2 Mrd. J.) zu jüngeren (mittel- bis spätproterozoischen) Sedimenten bzw. Metasedimenten (nach NAQVI 1974) zeigen einen dem Amitsoqgneis gleichlaufenden Trend. Die Analysen der anderen, besonders der afrikanischen Gebiete, liegen deutlich unterhalb, d. h. näher an der $Na_2O$ - $K_2O$-Linie. Dies läßt den Schluß zu, daß zwischen dem Nordatlantischen Kraton +) und Indien gegenüber äquivalenten afrikanischen Arealen unterschiedliche Entwicklungen bei der Krustenevolution geherrscht haben.

+)In der Literatur werden häufig die jetzt geographisch getrennten Gebiete von Schottland, den Hebriden und Grönland als Nordatlantischer Kraton zusammengefaßt.

Es stellt sich natürlich auch die Frage, ob zwischen dem Amphibolitkomplex und den Gneisen der Metasedimentabfolge ein möglicher genetischer Zusammenhang besteht.

Das Auftreten von Metagranodioriten innerhalb des Amphibolitkomplexes erklärt WAGNER (1980) als mögliches Differentiationsprodukt des Ca-reichen Apatitpyroxenits. Im $Na_2O$- CaO - $K_2O$-Diagramm (Abb. 16) liegt der größte Teil der Gneise im Feld für Granite, einige wenige lassen aber durchaus einen dem Metagranodiorit ähnlichen Trend erkennen. Diese Annahme kann für einen Teil der Analysen auch durch ihr FeO/MgO-Verhältnis gestützt werden.

Abb. 16 $Na_2O$–CaO–$K_2O$-Diagramm

O –Metagranodiorit, ⊜ –Apatitpyroxenit (nach WAGNER 1980),
□ –Ife–Ileshagneise; (Nomenklatur nach GLIKSON 1979).

Die Ife–Ileshagneise fallen überwiegend in den Bereich von Graniten, lassen im oberen Bereich aber einen möglichen genetischen Zusammenhang mit dem Metagranodiorit erkennen.

### 4.4.3 Diagramm $K_2O$ - $Na_2O$

Die Darstellung der Alkaliverhältnisse in Abb. 17 weist mit einer unscharfen Korrelation wiederum eine sehr breite Streuung auf. Die Analysenpunkte aus dem Ife-Ileshagebiet sind unterhalb des $K_2O$ - $Na_2O$-Verhältnisses = 1, wie oberhalb nahezu gleich verteilt. Auch innerhalb der einzelnen Profile ist bei den verschiedenen Gneistypen keine eindeutige Abhängigkeit erkennbar.

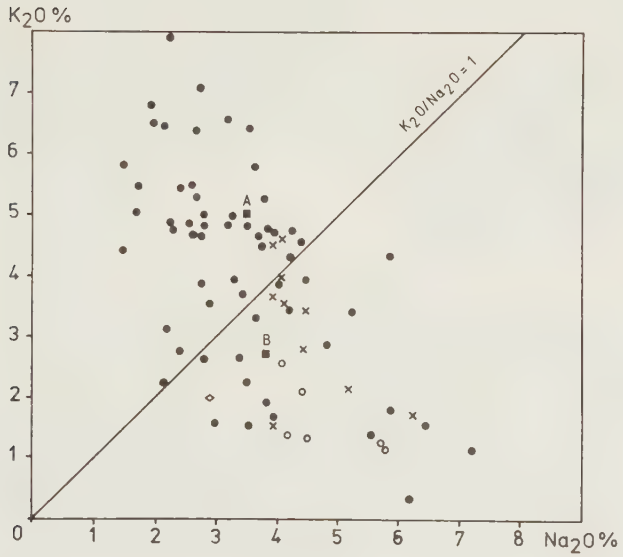



Abb. 17 Variationsdiagramm $K_2O$-$Na_2O$

■ A - Ca-arme Granite, ■ B - Ca-reiche Granite, ◇ - Grauwacken (SCHROLL 1975); o - Archaische Gneise aus Nord- und Südamerika, X - Pilbara Plutonite/Australien (GLIKSON 1979).

Bei der Evolution der kontinentalen Erdkruste wird das $K_2O$-$Na_2O$-Verhältnis $\leqq 1$ bei etwa 2,5 Mrd. J. überschritten (ENGEL 1976). Die Daten der Ife-Ileshagneise streuen zwar über einen weiten Bereich; die $Na_2O$-reichen Proben enthalten, trotz metamorpher Überprägung möglicherweise noch Reste dieser frühen Krustendifferentiate.

Nach ENGEL et al. (1976) wird das $K_2O$ - $Na_2O$-Verhältnis $\leqq 1$ für die Evolution der kontinentalen Erdkruste bei einem Erdalter von ca. 2,5 Mrd. J. überschritten.
In das $K_2O$ - $Na_2O$-Diagramm sind deshalb einige Vergleichsdaten (GLIKSON 1979) von archaischen Gneisen aus Nord- und Südamerika sowie von Pibara Plutoniten (Australien) eingetragen. Diese Werte fallen überwiegend in den Bereich $K_2O/Na_2O < 1$. Für Gneise tonalitischer Zusammensetzung in Westaustralien geben COOPER et al. (1978) ebenfalls ein $K_2O/Na_2O$-Verhältnis kleiner 0.6 an.

Auf Grund des großen Streubereichs ist aber für die Gneise aus dem Ife-Ileshagebiet mit dem $K_2O/Na_2O$-Verhältnis keine deutliche altersmäßige Zuordnung möglich.
Ursche hierfür sind sekundäre Verschiebungen des primären Stoffbestandes (Anteile früher Na-Granite?) durch wiederholte metamorphe Überprägungen während des Liberian? - Eburnian - und Panafrican sowie ein möglicher erhöhter Anteil sedimentären Materials, das in diese Reaktivierung mit einbezogen wurde.

### 4.4.4 Diagramm K - Rb

In granitischen Gesteinen sind der Kalifeldspat mit 10 - 11 % K, Biotit mit 6 - 8 % K und Muskovit mit 8 - 9 % K (nach EMMERMANN 1970 und DRIESLE 1972) die Hauptträger des Kaliumgehaltes. Wegen des geringen Unterschiedes der Ionenradien (K - 1.33 A; Rb - 1.47 A) sind die K-Minerale auch die Träger des Rubidiumgehaltes. Auf Grund dieser engen Vergesellschaftung wird das K/Rb-Verhältnis zu Aussagen über die Kristallisationsdifferentiation granitoider Gesteine herangezogen. Wegen der unterschiedlichen metamorphen Überprägung der Ife-Ilesha-Gneise erscheint eine Geneseerklärung in diesem Sinne wenig sinnvoll.

Es bietet sich aber der Vergleich mit äquivalenten, präkambrischen Abfolgen an (LAMBERT et. al. 1976).

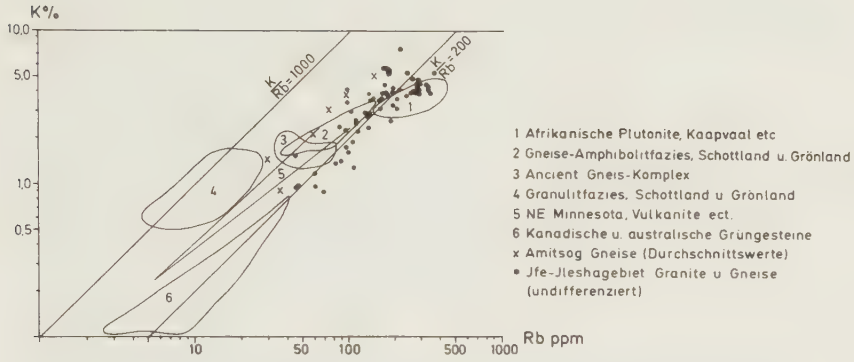



Abb. 18 Variationsdiagramm K – Rb
Die Analysendaten aus dem Ife-Ilesha-Gebiet bewegen sich deutlich entlang der Linie K/Rb = 200 im Bereich afrikanischer Plutonite und des "Ancient Gneis Komplexes" (LAMBERT et. al. 1976).

Die Daten der Gneise aus SW-Nigeria haben ein durchschnittliches K/Rb-Verhältnis von 200, streuen aber, wie schon bei den vorher besprochenen Elementen über einen weiten Bereich. Die Werte überlappen die in Abb. 18 regional abgegrenzten Gebiete vom Ancient Gneis Komplex über die Gneise von Schottlang/Grönland mit einer Häufung bei den Kaapvaal Plutoniten. Ähnlich, wie beim $K_2O$-$Na_2O$-Verhältnis dürften auch hier metamorphe Prozesse bzw. verschiedenes sowohl ortho- wie paragenes Ausgangsmaterial die Ursache für das ausgedehnte Verteilungsfeld sein.

4.4.5 Diagramm Sr - CaO

Strontium ist normalerweise geochemisch eng mit Kalzium verknüpft. Der Ionenradius von 1.18 Å liegt zwischen Ca (0.99 Å) und K (1.33 Å), deshalb kann Strontium bei granitischen Gesteinen sowohl im Kalifeldspat, wie im Plagioklas eingebaut werden.

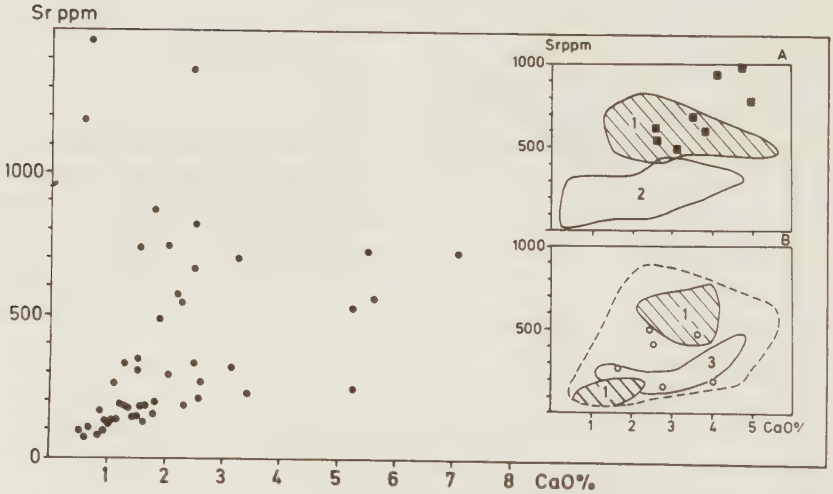



Abb. 19 Variationsdiagramm Sr - CaO

Die Daten der Ife-Ileshagneise (große Abb.) weisen eine große Streuung auf mit einer Häufung bei Sr-Gehalten < 350 ppm. Vergleichsdaten präkambrischer Plutonite und High-grade Terrains (B) nach GLIKSON (1979).

A 1 - Kaapvaal Tonalite, 2 - Pilbara & Yilgarin Kraton/Australien,
■ - Plutonite aus Minnesota & NW-Ontario.

B 1 - Ancient Gneiskomplex/Swaziland, 3 - Amitsoq Gneis/Südgrönland,
o - Uivak Gneis/Labrador, - - - Gesamtbereich archaischer Gneise.

Die Gneise aus dem Ife-Ileshagebiet variiren über einen sehr weiten Bereich mit einer Häufung bei Sr-Gehalten < 350 ppm. Hier ist bei CaO-Werten 3.5 % auch eine deutliche positive Korrelation erkennbar. Während die übrigen Analysen mit 500 -900 ppm Sr bis 3.5 % CaO und 5 - 7 % CaO nur schwach korreliert sind.

Es läßt sich auch eine gewisse Trennung in die Bereiche kleiner 350 ppm und größer 500 ppm Sr durchführen. Besonders die Proben aus dem Profil Idado streuen im Bereich 500 ppm Sr und 1.9 - 7.1 % CaO (Profil nach Osten) und unterscheiden sich mit Gehalten von 300 ppm Sr und 0.5 - 1%CaO im westlichen Profilabschnitt deutlich voneinander.

In Abb. 19 sind die Sr/CaO-Verteilungsfelder, vereinfacht nach Abbildungen von GLIKSON (1979), verschiedener präkambrischer Plutonite (A) und High-grade Terrains (B) eingezeichnet. Bei den Plutoniten ist eine deutliche Trennung der negativ korrelierten Kaapvaal Tonalite sowohl zum Pilbara und Yilgarin Kraton, wie zu Minnesota - Ontario - Plutoniten, die eine positive Korrelation aufweisen, möglich.

Die Sr/CaO-Verhältnisse der Gneise aus dem Ife-Ileshagebiet weisen im Vergleich mit Gneisen archaischer Gebiete (B) etwa die gleiche Verteilung auf.

Trotz breiter Streuung sind hier regionale Unterschiede erkennbar. So fallen die Daten des Ancient Gneis Komplex/Swaziland in zwei Teilbereiche, während die Amitsoqgneise SW-Grönlands sich zwar mit den Uivakgneisen von Labrador teilweise überlagern, ist bei letzteren jedoch eine negative Korrelation erkennbar.

Die Häufung von Analysen der Ife-Ileshagneise im Bereich geringer Sr-Gehalte kann, ähnlich wie bei Swaziland- und Uivakgneisen, durch sekundäre Sr-Wegführung ("secular decrease"), wie bei vorausgegangener sedimentärer Umlagerung erklärt werden.

### 4.4.6 Diagramm Ba - $K_2O$

Die Verteilung präkambrischer Gneisgebiete zu post-archaischen Arealen zeigen in den Diagrammen von GLIKSON (1979) keine deutlichen Korrelationen und auch keine zur Unterscheidung dieser geeigneter Trends. Die verschiedenen Gebiete lassen sich zwar innerhalb präkambrischer Abfolgen untereinander trennen, aber nicht als präkambrische Abfolgen zusammenfassend betrachtet.

Die Plutonitareale (A) liegen in Abb. 20 im gleichen Verteilungsfeld wie die Gneise (B), unterscheiden sich aber durch etwas niedrigere $K_2O$-Gehalte.

Im Gegensatz zum Sr-CaO-Diagramm decken sich hier die Verteilungsbereiche der Plutonite weitgehend, während der Ancient Gneiskomplex wieder eine deutliche Zweiteilung aufweist.

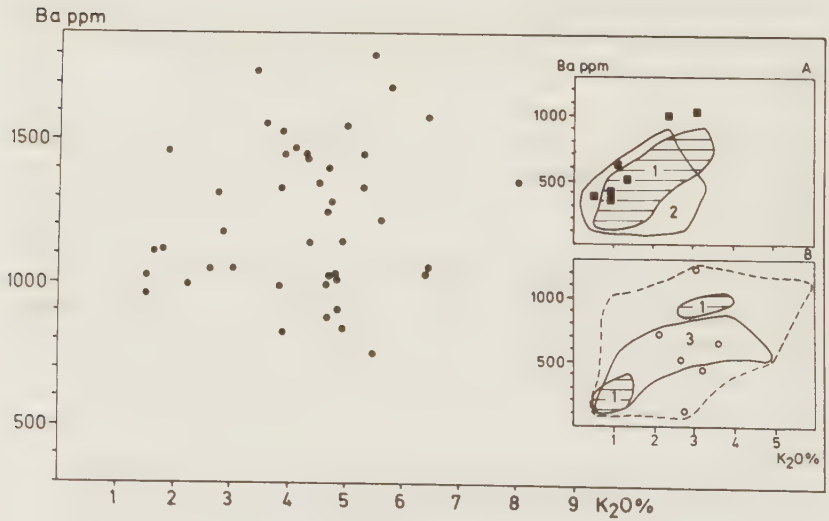



Abb. 20 Variationsdiagramm Ba - $K_2O$
Die Analysen der Ife-Ileshagneise fallen überwiegend in ein Verteilungsfeld mit Ba-Gehalten > 1000 ppm.
Legende für Abb. 20 (A) und B) wie Abb. 19.

Die Gesteine mit granitischem Pauschalchemismus aus dem Ife-Ileshagebiet streuen in einem sehr weiten Bereich (Abb. 20) ohne erkennbare Korrelation; auffallend ist jedoch, daß die Vergleichswerte von GLIKSON meist unterhalb 1000 ppm Ba liegen, wogegen sich die Analysendaten aus SW-Nigeria deutlich höher zwischen 1000 - 2000 ppm Ba bewegen und z. T. auch etwas höhere $K_2O$-Gehalte aufweisen.

Für diese Bariumanreicherung bieten sich mehrere Lösungsmöglichkeiten an:

a, Anreicherung im Restdifferentiat, z. B. 1700 ppm Ba im Granophyr der Skaergardintrusion

b, Ausfällung in einem Flachmeerbecken (HEINRICHS & REIMER 1977)

c, Sedimentäre Anreicherung mit Tiefseetonen, die nach SCHROLL (1975) 2300 ppm Ba enthalten

d, Mitaufschmelzung von Tiefseetonen

e, Anreicherung durch Metamorphoseeffekte, z. B. in der Granulitfazies

Die Anreicherung von Barium in Tiefseetonen mag für rezente Tiefseesedimente zutreffen, ob dies im Archaikum auch schon der Fall war, darüber fehlen jedoch noch detaillierte Untersuchungen.

Sedimentäre und chemische Barytablagerungen werden innerhalb der Fig Tree Group von HEINRICHS & REIMER (1977) wie auch von PERRY et. al. (1975) aus dem Pilbara Greenstonebelt beschrieben.

Im Ife-Ileshagebiet treten zwar erhöhte Ba-Gehalte auf, aber da spezielle stratigraphische Untersuchungen noch nicht durchgeführt worden sind, muß diese Deutung mit Vorbehalt betrachtet werden. Dies gilt auch für eine durch metamorphe Überprägung resultierende Anreicherung.

4.4.7 Diagramm Rb/Sr - Rb

In Abb. 21 sind die Analysendaten von Gesteinen mit granitischem Pauschalchemismus des Ife-Ileshagebietes zum Vergleich mit denen der Fig Tree Group/Südafrika (CONDIE et. al. 1970) zusammen eingetragen.

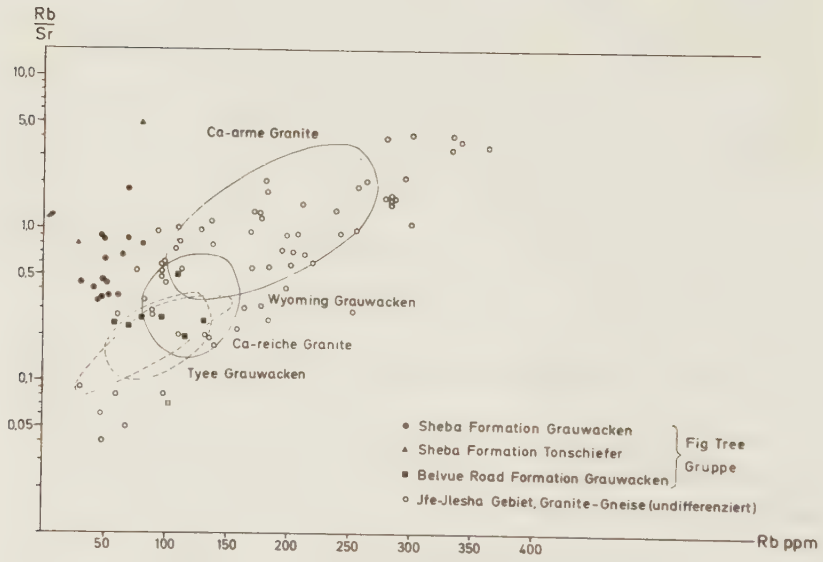



Abb. 21 Variationsdiagramm Rb/Sr - Rb

Die Analysendaten aus dem Ife-Ileshagebiet liegen überwiegend im Bereich der Ca-reichen bzw. Ca-armen Granite, sie weisen z. T. aber höhere Rubidiumgehalte auf.
Deutlich ist die Trennung der Daten der Fig Tree Group CONDIE et. al. 1970) mit geringer Streuung der Rb-Gehalte und den Analysen aus dem Ife-Ileshagebiet mit sehr weitem Rb-Streubereich.

Die Daten aus dem Ife-Ileshagebiet zeigen eine große Streuung, liegen aber größtenteils im Bereich der Ca-reichen und Ca-armen Granite bzw. erweitern diesen zu höheren Rubidiumgehalten und Rb-/Sr-Verhältnissen hin.

Deutlich ist auch der Unterschied zwischen der Fig Tree Group mit Rb-Gehalten < 130 ppm und dem sehr weiten Streufeld von 30 - 350 ppm Rb der Gneise aus dem Ife-Ileshgebiet.

Die Verteilung der Daten aus der Fig Tree Group wird auf Grund relativ hoher Ni- und Cr-Gehalte auf ein mafisch-ultramafisches Liefergebiet zurückgeführt (DANCHIN 1967, CONDIE et. al. 1970).
Bei DUNGWORTH & SCHWARZ (1974) werden für die Onverwacht Group und die überlagernde Fig Tree Group Werte von 2400 ppm Ni und 660 ppm Cr angegeben. +)

Zwar fallen auch einige Analysen der Ife-Ileshagneise in den Bereich der Fig Tree Group, die Ni-Gehalte ( < 1000 ppm) sind jedoch zu niedrig, um ähnliche Schlußfolgerungen zu ziehen. Die breite Varianz granitischer Gesteine des Ife-Ileshagebietes läßt somit eher auf ein gemischt magmatisch-sedimentäres Ausgangsmaterial schließen.

+) REIMER & KRÖNER (1979) konnten nachweisen, daß diese Werte auf Kontamination bei der Probenaufbereitung zurückzuführen und deshalb mit einem relativ großen Fehler behaftet sind.

4.4.8 Diagramm Rb - Sr

Die Analysen der Gneise aus dem Ife-Ileshagebiet weisen, wie nach der Besprechung der K/Rb - und Sr/CaO-Verhältnisse zu erwarten war, eine relativ breite Streuung auf. Dabei variieren die Rb/Sr-Verhältnisse zwischen Werten von 0.1 bis etwa 5 (Ca-reiche Granite 0.25; Ca-arme Granite 1.9; SCHROLL 1975). Es zeigt sich hier aber keine so deutliche Häufung, wie sie im Sr/CaO-Diagramm bei geringen Sr- und CaO-Gehalten erkennbar ist.

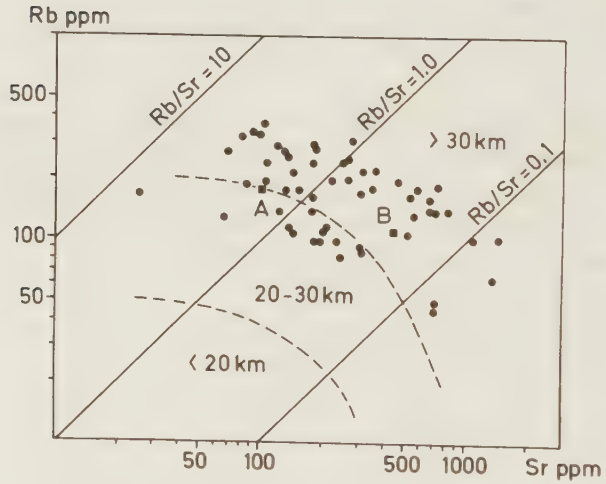



Abb. 22 Variationsdiagramm Rb - Sr

Die Daten der Ife-Ileshagneise weisen wieder einen sehr weiten Streubereich auf.

- - - Bereiche unterschiedlicher Krustendicke, die von CONDIE (1976) für die Platznahme von Granitplutonen gefordert wird.

■ A - Ca-arme Granite

■ B - Ca-reiche Granite (SCHROLL 1975).

Das Rb/Sr-Verhältnis wird häufig zu Aussagen über die Genese von Schmelzen, sowie ihrer Differentiation herangezogen. Wegen der großen Streuung der Ife-Ileshagneise sind Geneseerklärungen hier allerdings mit Vorbehalt zu betrachten. Es bietet sich aber, im Vergleich mit anderen präkambrischen Arealen, eine interessante Interpretationsmöglichkeit an:

Von verschiedenen Autoren wird für die proterozoische Kruste eine progressive Verdickung gefordert. Dies veranlaßte CONDIE (1976) Granitplutone aus dem Barberton Mountainland, die altersmäßig gut datiert sind, unter diesem Aspekt zu betrachten. Die aus dieser Untersuchung resultierenden Bereiche unterschiedlicher Krustendicke sind in Abb. 10 als gestrichelte Kurve eingezeichnet. - Ein Teil der Ife-Ileshagneise liegt deutlich unterhalb der Linie für eine Krustendicke von weniger als 30 km. Diese Verteilung der Analysenpunkte zeigt große Ähnlichkeit sowohl mit dem Diagramm von CONDIE (1976) für Südafrika wie von BABCOCK et. al. (1979) für Granite und Gneise aus dem Gebiet des Grand Canyon, die auf 1,5 - 1,7 Mrd. J. datiert werden.

Für die in diesem Diagramm eingetragenen Kurven unterschiedlicher Krustendicke gibt es aber zwei Interpretationsmöglichkeiten. Nach CONDIE zeigen diese Kurven eine progressive Verdickung der Erdkruste im Proterozoikum an, während BABCOCK eher zu der Meinung neigt, daß diese Daten auch eine Periode der Krustenextension darstellen könnten.

Frühe Na-Granite unterstützen die Annahme, daß sie Derivate ozeanischer Kruste sind (GLIKSON 1977).
Die z. T. erhöhten $K_2O$-Gehalte der Ife-Ileshagneise sprechen in diesem Zusammenhang eher für eine "späte" Phase, die man nach PETRO (1979) auf Grund der Lage der Analysenpunkte im AFM-Dreieck mit einer Kompressionsphase deuten könnte.

Das chemische Spektrum der Ife-Ileshagneise läßt somit beide Interpretationsmöglichkeiten zu.

Die geologische Situation eines "früh" angelegten Störungssystems, das für die Platznahme von ultrabasisch- bis basischen Laven (die jetzt im westlich angrenzenden Amphibolitkomplex anstehen, WAGNER 1980) verantwortlich war, spricht dafür, daß auch die Gneise Gesteinsanteile einer Extensionsphase enthalten können.

### 4.4.9 Diagramm $TiO_2$ – $SiO_2$

Neben dem Versuch, die Ife-Ileshagneise mittels verschiedener Diagramme regional abzugrenzen, bietet sich nach TARNEY (1976) auch eine Möglichkeit für Gesteine mit granitischem Pauschalchemismus durch ihr $TiO_2$-$SiO_2$-Verhältnis einen Hinweis über deren Genese zu erhalten. Die typische Verteilung der Analysen kann aber auch zur ungefähren altersmäßigen Einstufung in archaische und postarchaische Gneise interpretiert werden.

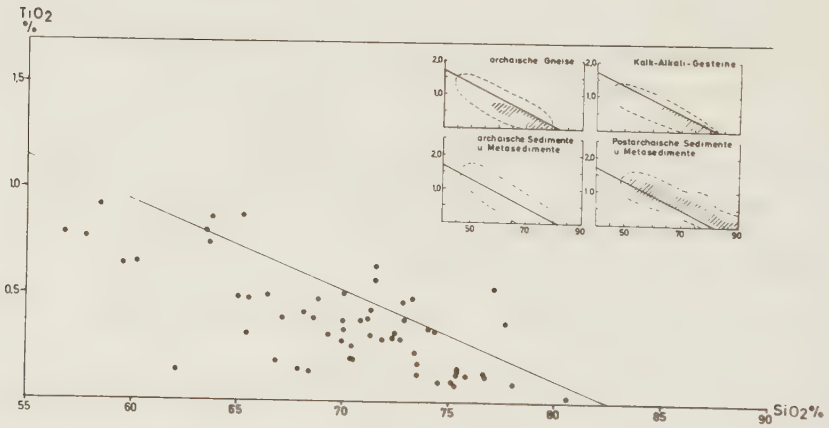



Abb. 23 Variationsdiagramm $TiO_2$ – $SiO_2$

Die Analysen der Ife-Ileshagneise liegen überwiegend unterhalb der negativen Korrelationslinie $TiO_2$-$SiO_2$, die archaischen Gneis von postarchaischen Sedimenten und Metasedimenten trennt (TARNEY 1976). Die vier kleinen Abbildungen (nach TARNEY) sind etwas vereinfacht dargestellt.

Die Analysendaten der Ife-Ileshagneise liegen überwiegend unterhalb der negativen $TiO_2$-$SiO_2$-Korrelationslinie, die archaische Gneise von postarchaischen Sedimenten und Metasedimenten trennt, letztere weisen bei equivalenten $SiO_2$-Gehalten etwa um 0.6 % höhere $TiO_2$-Gehalte auf (TARNEY 1976).

Archaische Sedimente und Metasedimente (aus Australien, Nordamerika und dem Nordatlantischen Kraton, d. h. Schottlond und Grönland) nehmen ein sehr breites Verteilungsfeld ein. Die archaischen Gneise ("grey gneises" aus Schottland, den Äußeren Hebriden, Ost- und Westgrönland) zeigen dagegen eine deutliche Häufung im Bereich unterhalb der negativen Korrelationslinie bei hohen $SiO_2$-Gehalten, die somit große Ähnlichkeit zum "calc-alkali igneous trend" aufweisen.

TARNEY erklärt dieses Verteilungsmuster damit, daß die archaischen Gneise nur geringe Anteile sedimentären Ausgangsmaterials enthalten.

Für die Gneise aus dem Ife-Ileshagebiet kann diese Interpretation nicht eindeutig angewendet werden, da die Probenzahl zu gering ist und der Einfluß der metamorphen (migmatitischen) Überprägung noch nicht genügend bekannt ist.

### 4.4.10 Diagramm Zr – $TiO_2$

Bei der Differentiation granitischer Magmen ist häufig eine positive Korrelation zwischen Zirkonium und Titan erkennbar. Zr gehört zu den Frühausscheidungen, d.h. mit fortschreitender Auskristallisation verringert sich die Zr-Konzentration. Zirkonium bildet wegen des großen Ionenradius (0.79 Å ) meist das Mineral Zirkon, während Titan neben den Mineralen Titanit und Rutil auch in Biotit oder Hornblende eingebaut wird. Zr und $TiO_2$ verhalten sich träge gegenüber sekundären chemischen und physikalischen Beeinflussungen und spiegeln somit am besten den primären Ausgangschemismus wider.

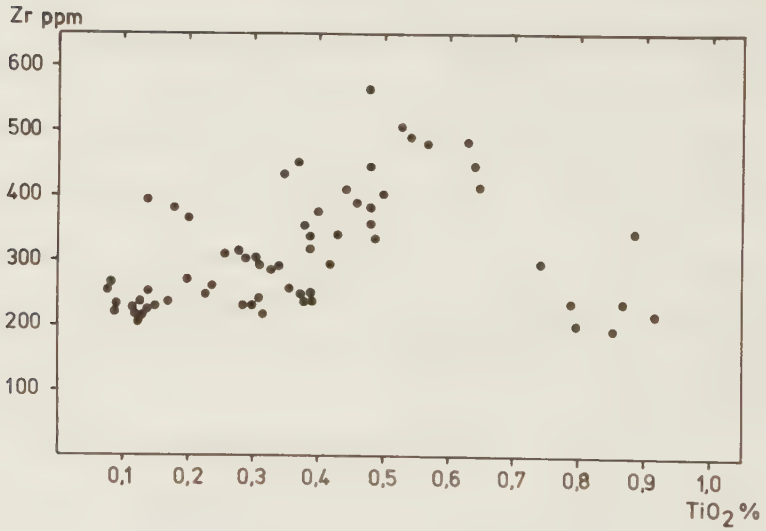



Abb. 24 Variationsdiagramm Zr – $TiO_2$

Die Daten der Ife-Ileshagneise liegen bei breiter Streuung (abgesehen von wenigen Proben) in einem positiven Korrelationsbereich.

Die Gneise aus dem Ife-Ileshagebiet weisen zwar eine breite Streuung auf, zeigen aber ebenfalls, abgesehen von wenigen Proben mit $TiO_2$-Gehalten von über 0.7 %, eine gewisse positive Korrelation. Die Zr-Gehalte sind gegenüber Literaturwerten (140 - 170 ppm für Granite/ SCHROLL 1975) deutlich erhöht.

Auch im Vergleich mit Daten aus dem alpinen Altkristallin (z.B. von GIZYCKI 1977) ist der Korrelationsbereich der nigerianischen Proben 100 - 200 ppm höheren Zr-Gehalten hin verschoben. Die $TiO_2$-Werte bewegen sich dagegen durchaus im normalen Rahmen. Diese Zr-Anreicherung ist möglicherweise in sedimentärer Umlagerung sowie der damit verbundenen Schwermineralanreicherung und späterer metamorpher Überprägung begründet.

Literaturangaben für Granite und Gneise verschiedenster präkambrischer Gebiete weisen sowohl bei $TiO_2$ wie Zr normale Konzentrationen von 0.1 - 0.7 % bzw. ca 100 - 300 ppm auf. Die hiervon abweichenden Analysendaten der Ife-Ileshagneise können als weiteres Indiz gewertet werden, daß in SW-Nigeria eine gewisse Sonderentwicklung stattgefunden hat. Diese mag aber auch in der in der Literatur geforderten mehrfachen metamorphen Überprägung begründet sein.

4.4.11 Diagramm Ca - Ti

Um einen weiteren Hinweis zu erhalten, ob es sich bei den Ife-Ilesha-gneisen um ortho- oder paragenes Ausgangsmaterial handelt, wurden die Ca- gegen die Ti-Gehalte aufgetragen.

Dieses Elementpaar hat sich bei Untersuchungen von Gneisen im nieder-österreichischen Waldviertel (KHAFFAGY 1971, SCHROLL 1976) für dieses Problem als geeignet herausgestellt.

Die Daten der Ife-Ileshagneise fallen überwiegend in das Verteilungs-feld für Orthogneise. Betrachtet man aber einige andere Elemente, wie V, Cr, Cu, Zn, so liegen diese durchaus im Rahmen von Gesteinen mit granitischem Pauschalchemismus (WEDEPOHL, TUREKIAN, SCHROLL 1975), während Co, Ni und Ga angereichert, die Zr- und Ba-Gehalte deutlich erhöht sind (s. Kap. 4.2.2).

Die Anreicherung dieser Elemente (SCHROLL 1976) würde somit auf mehr paragenes Ausgangsmaterial hinweisen. Dies zeigt, daß jene varistischen Verhältnisse nicht überall, wie z. B. für die Gneise in SW-Nigeria zu übertragen sind.

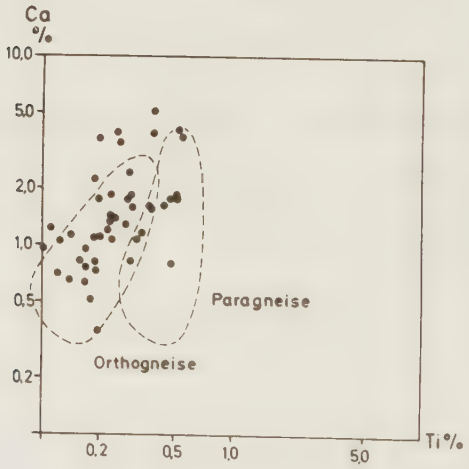



Abb. 25 Variationsdiagramm Ca - Ti

Die Ife-Ileshagneise fallen in diesem Diagramm (nach (KHAFFAGY 1971) zwar überwiegend in den Bereich der Orthogneise, erhöhte Spurenelementgehalte sprechen aber eher für ein paragenes Edukt. Dies zeigt, daß varistische Verhältnisse nicht unbedingt auf präkambrische Gneise in SW-Nigeria zu übertragen sind.

### 4.5./6. Geochemie der Quarzite und verwitterten Metasedimentzwischenlagen ("quarzitische Schieferserie")

Diese Abfolge, eine Wechsellagerung in cm - dm Bereich von Quarziten und verwitterten Metasedimenten (Pelite, Glimmerschiefer Gneise und Arkosen?) überlagert die vorher beschriebene Gneissequenz. Die gesamte Abfolge ist tiefgründig verwittert, so daß eine Gesteinsansprache, besonders der Sedimentzwischenlagen oft nicht mehr möglich ist.

Im Bereich südlich (Profil D) und östlich (Profil G) von Ilesha erreicht diese Abfolge innerhalb des Arbeitsgebietes ihre größte Mächtigkeit bzw. ist durch neuere Straßentraversen relativ gut aufgeschlossen.
Quarzit- und Metasedimentabfolgen werden in der Literatur zwar im Zusammenhang mit "greenstone belts" bzw. den assoziierten Granit-Gneisarealen erwähnt, doch liegen praktisch keine vergleichbaren geochemischen Daten vor.

Im vorliegenden Fall der Sedimentzwischenlagen ist ein Vergleich mit diesen Daten auch auf Grund der z. T. fast vollständigen Umwandlung in lateritische Roterde nicht mehr durchführbar.
Deshalb werden hier die geochemischen Charakteristika der Hauptelemente für beide Gesteinseinheiten an Hand einiger Diagramme gesondert behandelt; das Spektrum der Spurenelemente wurde schon in Kap. 4.2.2 beschrieben.

### 4.5 Quarzite

Die Quarzite treten innerhalb der Metasedimentabfolge im Westen als dünne, meist weiße homogene und feinkörnige Lagen im Wechsel mit den verwitterten Glimmerschiefern, Arkosen und ± Gneisen auf. Nach Osten zu nehmen sowohl der Anteil der Quarzitlagen innerhalb dieser Wechsellagerung, wie auch der Glimmeranteil, überwiegend feinschuppiger Serizit, der Quarzite zu und geht in eine gebankte Serizitquarzitabfolge über.

Letztere sind auf Schieferungsflächen und Klüften häufig durch sekundäre Mobilisationen mit Turmalinnädelchen besetzt oder bedingt durch die lateritische Verwitterung mit Kaolinit oder mit eingeschwemmtem Laterit auf den Schichtflächen verunreinigt.

Im Osten des Arbeitsgebietes endet diese Abfolge mit einem mittel- bis grobkörnigen Quarzit, dem sog. "Effon-Quarzit", der die oben genannte Quarzit-Metasediment wechsellagerung diskodant (?) überlagert.

### 4.5.1 Diagramm $SiO_2$ - $Al_2O_3$

Die petrographische Unterscheidung in "reine" Quarzite und Glimmerquarzite spiegelt sich auch im $SiO_2$-$Al_2O_3$-Verhältnis wider. In Abb. 26 lassen sich grob drei Bereiche mit $Al_2O_3$ < 1.4 %, $Al_2O_3$ 1.6 - 2.2 % und $Al_2O_3$ > 3 % unterscheiden, deren Verteilungsbereiche eine unscharfe negative Korrelation aufweisen.

Die Analysen der Quarzite und Glimmerquarzite liegen mit breiter Streuung im Bereich < 2.2 %, die eine gewisse Trennung beider Einheiten erkennen lassen.

Bei der dritten Gruppe mit $Al_2O_3$-Gehalten > 3 % handelt es sich um Quarzite, deren Schichtflächen mit Turmalinnädelchen besetzt sind oder um verwitterte Glimmerquarzite, die mit etwas Kaolin oder eingeschwemmtem Laterit verunreinigt sind.

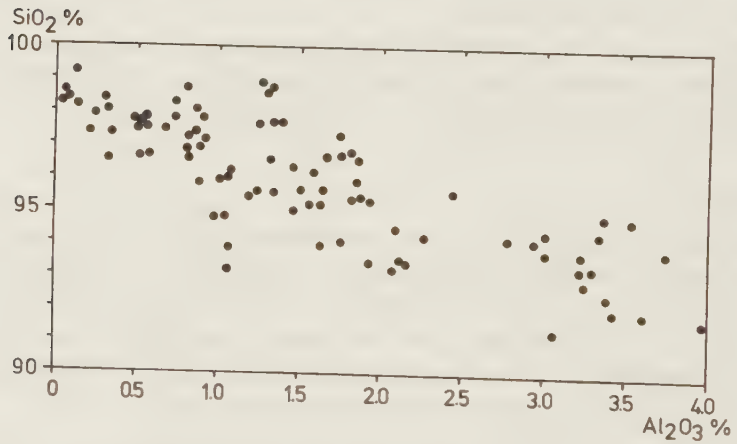



Abb. 26 Variationsdiagramm $SiO_2$ - $Al_2O_3$

Die $SiO_2$ - $Al_2O_3$-Verhältnisse weisen bei breitem Streubereich eine unscharfe Korrelation auf, die aber eine gewisse Trennung in Bereiche < 1.4 %, 1.6 - 2.2 % und > 3 % $Al_2O_3$ zuläßt.

### 4.5.2 Diagramm $SiO_2$ - $Fe_2O_3$

Die $SiO_2$ - $Fe_2O_3$-Verhältnisse lassen eine Dreiteilung wie im $SiO_2$ - $Al_2O_3$-Diagramm nicht erkennen. Die Analysenpunkte streuen über einen sehr weiten Bereich mit einer Häufung bei Gehalten < 0.5 % $Fe_2O_3$, bis etwa 2.8 %, die ein nur unscharfes negatives Korrelationsfeld aufweisen.

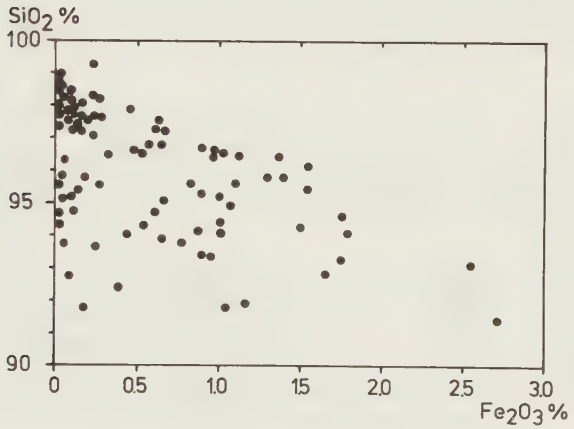



Abb. 27 Variationsdiagramm $SiO_2$ - $Fe_2O_3$

Die Daten in diesem Diagramm variieren über einen weiten Bereich, lassen aber eine Trennung in verschiedene Gruppen wie in Abb. 26 nicht zu.

Die relativ hohen $Fe_2O_3$-Gehalte sind durch einen gewissen Glimmeranteil oder auch durch auf Spaltflächen eingeschwemmtem Laterit bedingt. Die höchsten Gehalte weisen die hämatithaltigen Quarzite der Effon Quarzitabfolge auf.

Die Fe-Gehalte rühren hier von feinverteilten Hämatitflittern her oder wurden bei der Verwitterung aus Biotit freigesetzt. Eine Eisenanreicherung, wie bei der "Banded Iron Formation" ist in dieser Abfolge im Arbeitsgebiet nicht bekannt bzw. konnte auch nicht gefunden werden. Eine der Banded Iron Formation ähnliche Abfolge wird westlich von Lokoja beschrieben und auch prospektiert.

Beim Bau einer neuen Straße westlich von Effon fand sich auf bei Sprengungen freigelegten Quellwässern ein schillernder Überzug (ähnlich wie bei Benzin oder Öl). Dies führte nach Aufkunft von "His Highness, the Alaye of Efon - Chief E. O. Ekundayo" bei den Einwohnern von Effon zu der Annahme, daß es in ihrem Gebiet Erdöl gäbe.

### 4.5.3 Diagramme $SiO_2$ - $K_2O$; $SiO_2$ - $Na_2O$

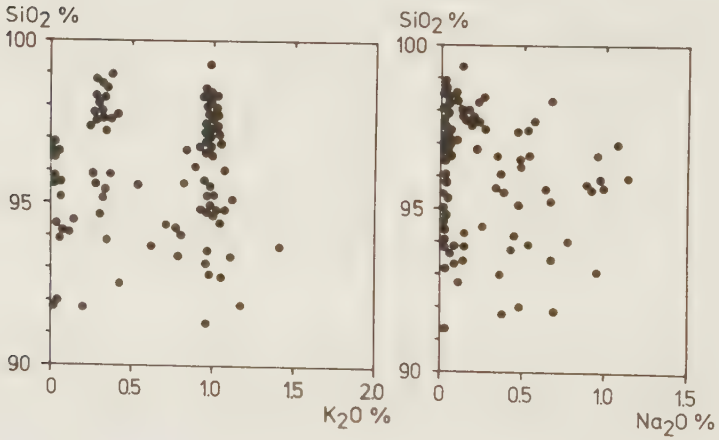



Abb. 28 Variationsdiagramme

a, $SiO_2$ - $K_2O$ b, $SiO_2$ - $Na_2O$

Die in Abb. 28 a, erkennbare Dreiteilung der Quarzite ist in Abb. 28 b, durch mögliche verwitterungsbedingte Verschiebungen verwischt.

In Abb. 28 a/b sind die Alkaliverhältnisse der Quarzite dargestellt. In beiden Diagrammen lassen die Elementverteilungen keine Korrelation erkennen.

Im $SiO_2$ - $K_2O$-Diagramm sind jedoch drei Bereiche deutlich zu trennen. Das Maximum der Analysenpunkte bewegt sich, unabhängig von den $SiO_2$-Gehalten im Bereich zwischen 0.8 - 1.2 % $K_2O$ (Ø = 1.0 %), eine kleinere Gruppe weist Werte unterhalb 0.5 % auf, einige Analysen liegen auch unter 0.1 % bzw. an der Nachweisgrenze.

Die Analysen im $SiO_2$ - $Na_2O$-Diagramm streuen dagegen über einen weiten Bereich bis ca 1 % $Na_2O$ mit einer Häufung der Gehalte unterhalb 0.1 % bei $SiO_2$-Werten von 93 - 99 %, z. T. liegen die $Na_2O$-Werte auch an der Nachweisgrenze.

Die Dreiteilung im $SiO_2$ - $K_2O$-Diagramm ist auf den unterschiedlichen Hellglimmeranteil (Muskovit - Serizit) der Quarzite zurückzuführen, wobei allerdings verwitterungsbedingte Verschiebungen nicht auszuschließen sind.

Auf Grund des Verteilungsmusters läßt sich aber doch eine Unterscheidung in Glimmerquarzite und "reine" Quarzite durchführen.

Die Ursache für die breite Streuung in Abb. 28 b, bzw. die Häufung bei geringen $Na_2O$-Gehalten ist im chemischen Verhalten, d. h. der leichten Mobilität von Natrium bei Verwitterungsprozessen begründet.

Auf Grund des Verhaltens dieser Elemente bei lateritischer Verwitterung spiegelt Kalium noch in etwa den primären Stoffbestand wider, während Natrium, besonders aber Calcium, dessen Gehalte überwiegend unterhalb von 0.1 % liegen, sehr mobil sind, z. T. weggeführt sind und somit charakteristische Verteilungsmuster verwischen können.

## 4.6 Verwitterte Metasedimentlagen

Die mächtige Metasedimentabfolge, bestehend aus Glimmerschiefern, Arkosen und ± Gneiseinschaltungen, bilden mit den Quarziten und Glimmerquarziten eine rhythmische Wechsellagerung im cm- bis dm-Bereich.

Die gelb, rot, braun und violett gefärbten Metasedimentlagen sind unter Beibehaltung des primären Gefüges [+]) z. T. aber vollständig in Laterit umgewandelt.

Da deshalb Vergleiche mit äquivalenten archaischen Sedimentabfolgen, wie der Fig Tree oder Moodies Group nur schwer möglich sind, muß diese Abfolge geochemisch gesondert betrachtet werden. Der Vollständigkeit wegen wird hier das chemische Verhalten bzw. die Verteilung der Hauptelemente der verwitterten Metasedimentlagen noch kurz behandelt.

Hier muß angemerkt werden, daß einige Analysenergebnisse, wie z. B. bei hohen $Al_2O_3$ - oder $Fe_2O_3$-Gehalten, auf Grund nicht vorhandener geochemischer Standards mit einem relativ großen Fehler behaftet sind (sein können).

[+]) Untersuchungen in einem Granulit-Gneisgebiet in Brasilien zeigten, daß bei lateritischer Verwitterung "in situ" metamorphe Gefüge erhalten bleiben können (KRONBERG et. al. 1979).

### 4.6.1 Diagramm $SiO_2$ - $Al_2O_3$

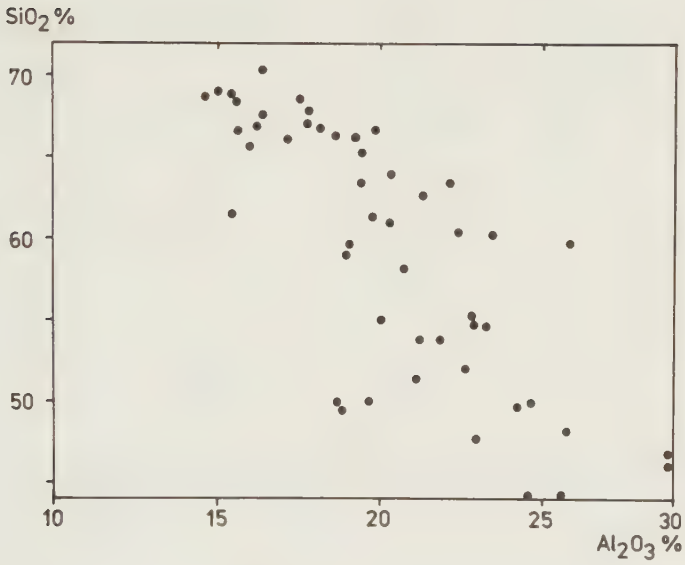



Abb. 29 Variationsdiagramm $SiO_2$ - $Al_2O_3$

Der weite Streubereich der $SiO_2$ - $Al_2O_3$-Verhältnisse spiegelt nicht nur den Ausgangschemismus wider, sondern in gewissem Maße auch den Grad der lateritischen Verwitterung.

Die Darstellung der $SiO_2$ - $Al_2O_3$-Verhältnisse in Abb. 29 läßt für beide Elemente über einen sehr weiten Streubereich eine nur unscharfe negative Korrelation erkennen. Innerhalb dieses Bereichs lassen sich bei Gehalten > 58 % und < 55 % $SiO_2$ zwei Gruppen unterscheiden. Diese Zweiteilung ist aber nicht immer mit einer Trennung in verwitterte Arkosen bzw. Glimmerschiefer identisch, sondern hier dürfte auch noch der Grad der Verwitterung eine gewisse Rolle spielen.

4.6.2 Diagramm $SiO_2$ - $Fe_2O_3$

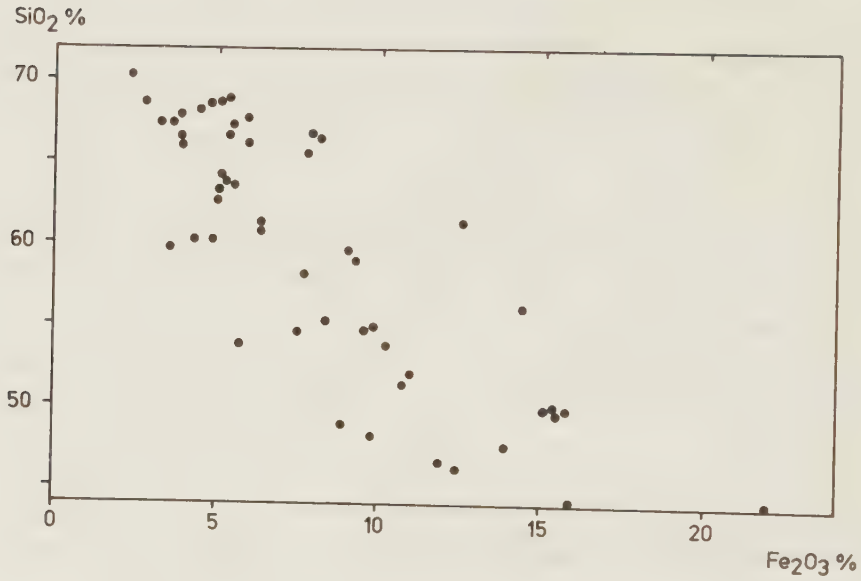



Abb. 30 Variationsdiagramm $SiO_2$ - $Fe_2O_3$

Das $SiO_2$ - $Fe_2O_3$-Verhältnis zeigt erwartungsgemäß, ähnlich wie in Abb. 29, einen weiten Streubereich, der neben dem Ausgangschemismus auch den Grad der Verwitterung widerspiegelt.

Die $SiO_2$ - $Fe_2O_3$-Verhältnisse zeigen, wie schon die $SiO_2$-$Al_2O_3$-Verhältnisse einen nur unscharf negativ korrelierten sehr weiten Streubereich. Auch hier ist eine grobe Zweiteilung in Bereiche > 58 % (bzw. 60 %) $SiO_2$ und < 55 % $SiO_2$ angedeutet. Die $Fe_2O_3$ -, wie auch die $Al_2O_3$-Verhältnisse spiegeln somit neben dem Ausgangschemismus ein für lateritische Verwitterungsbedingungen charakteristisches Verteilungsmuster wider.

4.6.3 Diagramme $SiO_2$ – $K_2O$; $SiO_2$ – $Na_2O$

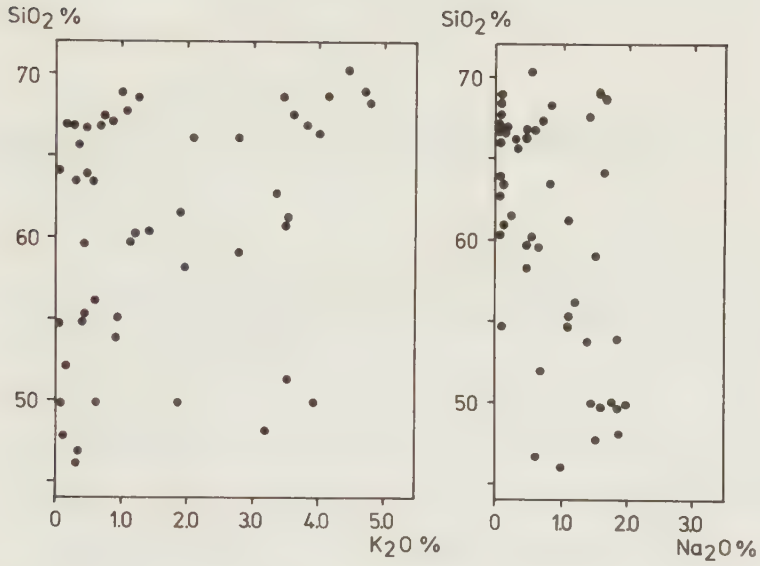



Abb. 31 Variationsdiagramm

a, $SiO_2$–$K_2O$ b, $SiO_2$–$Na_2O$

Sowohl die $K_2O$– wie die $Na_2O$–Gehalte weisen für die verwitterten Metasedimentzwischenlagen noch eine breite Varianz auf. Dies zeigt, daß durch die meist steilstehende Wechsellagerung von Metasedimenten mit Quarzitlagen eine Wegführung dieser Elemente nicht so leicht möglich ist.

Aus den Abbildungen 31 a, und 31 b, ist für beide Elementverhältnisse eine breite Streuung ersichtlich. Die $Na_2O$–Gehalte sind im Bereich $< 2$ %, im Gegensatz zur großen Varianz der $K_2O$–Gehalte relativ verarmt. Es besteht aber keine Abhängigkeit korrespondierender $K_2O$– bzw. $Na_2O$–Werte zum $SiO_2$–Gehalt.

Das bedeutet, daß bei einer "in situ" stattgefundenen bzw. noch andauernden lateritischen Verwitterung Natrium zwar leichter mobilisiert wird, aber dennoch in einem gewissen Konzentrationsbereich erhalten bleiben kann.

Etwas anders verhält es sich beim Calcium, das mit Gehalten meist kleiner als 0.5 % CaO überwiegend weggeführt ist.

### 4.5./6. 4. Überlegungen zu den Spurenelementgehalten von Quarziten - Glimmerquarziten und den verwitterten Metasedimentzwischenlagen.

Diese im dm - bis maximal m - Bereich wechsellagernde Abfolge zeigt eine gewisse chemische Verwandtschaft.
Trotz starker lateritischer Verwitterung zeigen die Metasedimentzwischenlagen, wie auch die Quarzite bei allen Spurenelementgehalten eine breite Streuung.

Unter Annahme unterschiedlichen Ausgangsmaterials, z. B. von Basalten, Graniten oder Sandsteinen treten in dieser Abfolge, auch bei Berücksichsitung des Einflusses von lateritischer Verwitterung, jedoch z. T. stark erhöhte Werte auf.
So sind die Quarzite bei Co-, Ni-, Cu-, Zn- und Zr-Werten auch gegenüber Literaturdaten von Graniten teilweise, für Sandsteine dagegen stark angereichert.
Nach stärker ist die Varianz bei den verwitterten Metasedimentlagen, deren Gehalte aber überwiegend im Bereich (aber auch darüber) von basischen Gesteinen liegen, z. T. können durch lateritische Verwitterungsbedingungen z. B. bei V, Cr, Ga und Zr (Anreicherung) oder bei Ni, Zn, Rb und Sr (Verarmung) gewisse Verschiebungen auftreten.
Die bei den Sequenzen z. T. stark erhöhten Werte sind durch sedimentäre Umlagerungen oder Anreicherung durch Metamorphoseeffekte allein nur schwer zu erklären.

Besonders der Chemismus der verwitterten Metasedimentzwischenlagen gibt auf Grund ihrer Ti, V, Cr, Ni und Zr-Gehalte einen Hinweis darauf, daß diese Abfolge möglicherweise in engem genetischen Zusammenhang mit dem Amphibolitkomplex steht. Dies führt dazu, diese Wechsellagerung wegen der weiten chemischen Varianz, sowohl als gemischt vulkanosedimentär als auch, was einen Teil der Quarzite betrifft, als exhalativ zu deuten. Nach dem Modell für die Genese des Amphibolitkomplexes wurde bei der Platznahme ultrabasischer Vulkanite die Si -reiche Gasphase dem Meerwasser zugeführt (WAGNER 1980). Die plötzliche Si -Übersättigung des Meerwassers kann zur Ausfällung von Cherthorizonten geführt haben. Diese Überlegung erfordert somit auch einen zeitlichen Zusammenhang für die Entstehung von Amphibolitkomplex und Metasedimentabfolge.
Während der Effonquarzit zwar ebenfalls große Unterschiede in den Spurenelementkonzentrationen aufweist, als relativ homogene Abfolge jedoch als überwiegend klastische Bildung anzusprechen ist.

## 4.7 Zusammenfassung der geochemischen Ergebnisse

Nach der geologisch-stratigraphischen Gegenüberstellung in Kap. 3.4 der SW-nigerianischen Metasedimentabfolge mit anderen präkambrischen Granit-Gneisarealen sowie die in diese eingefalteten "greenstone belts", wurden nun zum geochemischen Vergleich äquivalente "granite-gneiss terrains" herangezogen.

Von vielen Autoren, wie ANHAEUSSER (1973), SUTTON u. WINDLEY (1973), CLOUD (1976), GLIKSON (1976), NANCE u. TAYLOR (1977), NAQVI et al. (1978), O'NIONS u. PANKHURST (1978), KRÖNER (1979), um nur einige aufzuzählen, wird eine differentierte Evolution der Erdkruste während des frühen Archaikums gefordert, d. h. eine Entwicklung von ultrabasisch-basischer ozeanischer Kruste durch magmatische Differentiation zu intermediär- bis sauren Krustenpartien. Diese Entwicklung müßte sich somit auch im chemischen Verhalten bzw. entsprechenden Elementverhältnissen widerspiegeln. Hier muß aber angemerkt werden, daß in der Literatur für das gleiche Gebiet oft etwas abweichende Konzentrationsbereiche in die Diagramme eingetragen sind.
Abgesehen hiervon lassen sich für die einzelnen archaischen "granite-gneiss terrains" auf Grund ihrer geochemischen Eigenschaften häufig verschiedene Konzentrationsbereiche abgrenzen, die dadurch gewisse regionale Trends aufzeigen können.
Durch den Vergleich von Literaturdaten bzw. der entsprechenden Diagramme wird deutlich, daß die Evolution der "frühen" Erdkruste global gesehen aber nicht überall gleich verlaufen ist.

Im AFM-Diagramm ordnen sich die Analysen der Ife-Ileshagneise längs des kalk-alkalischen Differentiationstrends an, überdecken jedoch den gesamten Bereich der anderen regional abgegrenzten archaischen Gebiete.

Im $Na_2O$-CaO-$K_2O$-Diagramm zeigen die archaischen Gebiete eine deutlichere Trennung als im AFM-Diagramm. In beiden Diagrammen nehmen die Amitsoqgneise durch ihre Tendenz zu FeO- bzw. CaO-reicherem Chemismus eine gewisse Sonderstellung ein. Einen ähnlichen Trend zeigen auch die präkambrischen Areale Indiens.

Trotz breiter Streuung fallen die Ife-Ileshagneise meist in die Bereiche des südlichen Afrika, weisen mit einer Häufung der Analysen in der $K_2O$-eck aber schon eine gewisse eigenständige Entwicklung auf.
Die Ife-Ileshagneise liegen in diesem Diagramm zwar überwiegend im Granitfeld, lassen jedoch einen Trend zu den Metagranodioriten des Amphibolitkomplexes und somit eine mögliche geochemische Verwandtschaft erkennen.

Die Daten der Ife-Ileshagneise sind im $K_2O$-$Na_2O$-Diagramm sowohl oberhalb wie unterhalb der Linie $K_2O/Na_2O = 1$ etwa gleichmäßig verteilt und erlauben deshalb keine eindeutige altersmäßige Zuordnung.
Die breite Streuung in den obengenannten Diagrammen ist sowohl durch den primären Stoffbestand, den Anteil sedimentären Materials sowie die mehrfache (?) metamorphe Überprägung bedingt.

Auch beim K/Rb-Verhältnis weisen die Ife-Ileshagneise eine Häufung im Bereich südafrikanischer Plutone auf, nehmen aber auch eine gewisse Zwischenstellung zum Amitsoqgneis bzw. zu einem Teil der Gneise (Amphibolitfazies) des nordatlantischen Kratons ein.

Größere Unterschiede zu archaischen Gebieten treten bei den Sr - CaO- und Ba - $K_2O$-Verhältnissen auf.
Die Analysen der Ife-Ileshagneise weisen im Sr-CaO-Diagramm, bei breiter Streuung, eine deutliche Häufung im Bereich niedriger Gehalte auf. Sie fallen damit in einen Teilbereich des Ancient Gneiskomplexes (Swaziland), wobei auch hier eine Tendenz zum Verteilungsfeld der Amitsoq-Gneise erkennbar ist.

Im Ba-$K_2O$-Diagramm nehmen die Ife-Ileshgneise, bei etwa gleicher $K_2O$-Verteilung, aber mit Ba-gehalten meist über 1000 ppm anderen archaischen Gebieten gegenüber eine Sonderstellung ein.
Denkbar wäre hier eine primäre sedimentäre Anreicherung. Hierüber wurden aber noch keine Untersuchungen in Nigeria durchgeführt.
Diese Anreicherung kann aber auch als Hinweis gedeutet werden, daß diese Gneise Anteile einer "früh" differenzierten Kruste enthalten.

Im Rb/Sr - Rb-Diagramm liegen die Daten der Ife-Ileshagneise in einem positiven Korrelationsfeld, das sich weitgehend mit Graniten und Grauwacken deckt.
Der Vergleich mit Tonschiefern und Grauwacken der Fig Tree Gruppe läßt hier deutlich getrennte Entwicklungstendenzen erkennen.

Das Rb - Sr - Verhältnis kann nach Meinung einiger Autoren zu Aussagen über die Krustenentwicklung im frühen Archaikum herangezogen werden. Trotz der beiden widersprüchlichen Interpretationsmöglichkeiten spricht wegen der breiten Streuung der Analysendaten die geologische wie tektonische Situation in SW-Nigeria eher für die Annahme, daß diese Gneise Anteile einer sich verdünnenden bzw. einer "noch" dünnen Kruste enthalten.

Die Häufung der Ife-Ileshagneise unterhalb der negativen Korrelationslinie, die archaische von postarchaischen Gneisen bzw. Metasedimenten im $TiO_2$ - $SiO_2$-Diagramm trennt, kann als mögliche Einstufung dieser Gneise ins Archaikum gedeutet werden.

Interessant ist die positive Korrelation von Zirkonium zu $TiO_2$, wobei die $TiO_2$-gehalte sich im normalen Rahmen von Graniten bewegen, die Zr-gehalte dagegen deutlich erhöht sind.
Da sie sich physiko-chemischen Beeinflussungen gegenüber relativ träge verhalten, müßten bei Umlagerungsprozessen beide etwa im gleichen Maße angereichert werden.
Eine reine Schwermineralanreicherung bietet nur eine unbefriedigende Lösung, da die Gehalte der meisten anderen Elemente weitgehend normale Werte aufweisen.
Es ist daher durchaus denkbar, daß durch tiefreichende Erosion Anteile Zr-reicher, granitischer Frühdifferentiate an der Genese der Ife-Ileshagneise beteiligt sind.

Die Frage nach ortho- oder pragenem Ausgangsmaterial weist die Gneise aus dem Ife-Ileshagebiet durch ihr Ca-Ti-Verhältnis als überwiegend orthogen aus. Die Spurenelementgehalte bzw. deren Anreicherung sprechen aber für einen größeren Anteil paragenen Materials sowie eine eigenständige Entwicklung. Diesbezügliche Aussagen über die Genese von Gneisen

varistischer Gebiete lassen sich somit nur bedingt auf präkambrische Areale übertragen.

Insgesamt sind die Ife-Ileshagneise sehr heterogen zusammengesetzt und erlauben deshalb in den verschiedenen Diagrammen keine so deutliche Abgrenzung wie andere archaische "granite-gneis terrains".

Bei den Ife-Ileshagneisen ist jedoch eine gewisse geochemische Tendenz zu Gebieten des südlichen Afrikas erkennbar. Dies kann als Hinweis gedeutet werden, daß archaische afrikanische Gebiete möglicherweise eine ähnliche Entwicklungsgeschichte haben. Durch ihren großen Streubereich nehmen die Ife-Ileshagneise aber auch eine Zwischenstellung zu Gneisen des nordatlantischen Kratons ein.
Eine Erklärungsmöglichkeit ist in einer unterschiedlichen Entwicklung, d. h. in einem N-S-Gefälle innerhalb des ehemaligen Gondwanakontinents zu sehen.
Auf Grund der hohen $K_2O$- und $Na_2O$-Gehalte hoher Zr-Gehalte, relativ niedriger Strontium- und sehr hoher Bariumwerte lassen die Ife-Ileshagneise durchaus eine eigenständige Entwicklung erkennen.

Auf Grund unzureichender Vergleichsmöglichkeiten mit Literaturdaten wurden die quarzitische Schieferserie und der Effonquarzit in Bezug auf ihr chemisches Verhalten von den Gneisen getrennt behandelt.

Im $SiO_2$-$Al_2O_3$-Diagramm zeigen die Quarzite einen unscharfen negativen Korrelationsbereich, der bei den $Al_2O_3$-Gehalten eine gewisse Trennung in reine Quarzite und Serizitquarzite ermöglicht.

Im $SiO_2$ - $Fe_2O_3$-Diagramm variieren die Daten über einen weiten Bereich. Auch ist eine Trennung wegen verwitterungsbedingter Verunreinigung durch Laterit nicht mehr möglich.
Im $SiO_2$-$K_2O$-Diagramm ist ebenfalls noch eine Unterteilung in drei Quarzittypen, je nach Hellglimmeranteil bzw. Verwitterungszustand, möglich, während auf Grund der leichteren Mobilität von $Na_2O$ bei der Verwitterung diese Trennungsmöglichkeit verwischt ist.

Bei den Metasedimentzwischenlagen innerhalb der quarzitischen Schieferserie ist in einzelnen Bereichen noch der primäre Mineralbestand (Glimmerschiefer, Gneise und Arkosen?) erkennbar, meist kann dieser auf Grund einiger Gefügemerkmale nur noch vermutet werden.

Im $SiO_2$-$Al_2O_3$- und $SiO_2$-$Fe_2O_3$-Diagramm weisen die Analysen bei breiter Streuung nur einen unscharfen Korrelationsbereich auf, der mehr den Verwitterungsgrad als den ehemaligen Ausgangschemismus widerspiegelt.

Daß diese Metasedimentlagen noch relativ hohe $K_2O$- und $Na_2O$-Genalte aufweisen, dürfte in der speziellen geologischen Situation begründet sein.
Durch die meist steilstehenden Quarzitlagen war auch bei den noch "in situ" andauernden tropischen Verwitterungsbedingungen eine Wegführung dieser Elemente erschwert.

Allgemein weist die quarzitische Schieferserie auch bei den Spurenelementen eine sehr große Varianz auf.
Die bei einem Teil der Quarzite auftretenden erhöhten Co-, Ni-, Cu-, Zn- und Zr-Werte, besonders aber die hohen Ti-, V-, Cr-, Ni- und Zr-Gehalte der verwitterten Metasedimentzwischenlagen können als Hinweis gedeutet werden, daß diese Abfolge in einem genetischen Zusammenhang mit dem Amphibolitkomplex steht.

## 5. Schlußfolgerungen

In das präkambrische Basement Nigerias sind mehrere langgestreckte, etwa parallel verlaufende Metasedimentgürtel eingefaltet. Die wenigen bisher vorliegenden Altersdaten weisen für einige der Basementgneise Werte zwischen 1.1 - 2.2 bzw. 2.8 Mrd. Jh. auf. Das Untersuchungsgebiet der metavulkanosedimentären Abfolge östlich von Ife und Ilesha/SW-Nigeria zeigt einen Ausschnitt aus dem östlichen dieser Metasedimentgürtel.

Die gesamte Abfolge weist bei einer Mächtigkeit von ca. 15 000 m eine für das Archaikum typische stratigraphische Sequenz von Ultrabasiten über Amphibolite zu Metagranodioriten und Gneisen mit granitischem Pauschalchemismus auf, die von mächtigen Metasedimenten überlagert werden. Diese Abfolge entspricht weitgehend der als typisch für eine Grüngesteinsabfolge von ultrabasischen und basischen Gesteinen angesehenen Onverwacht Gruppe und der Turbidit- und Molassesedimente der Fig Tree und Moodies Gruppe des Barberton Mountainlands/Südafrika.

Im Ife-Ileshagebiet beginnt die Abfolge ebenfalls mit einer ultrabasisch- bis basischen Einheit, dem jetzigen Amphibolitkomplex, der von einer sehr mächtigen Metasedimentabfolge (Gneise, quarzitische Schieferserie und Effonquarzit) überlagert wird.
Hornblendequarzite (ehemalige Tuffitlagen) und einzelne Amphibolitlagen innerhalb der rhythmischen Wechsellagerung von Quarziten mit meist stark verwitterten Glimmerschiefern lassen einen Zusammenhang mit vulkanischer Aktivität, d. h. dem Amphibolitkomplex erkennen.
Zum Hangenden nehmen die Metapelithorizonte ab und Quarzitschiefer bzw. Glimmerquarzit überwiegen.
Der mittel- bis grobkörnige Effonquarzit überlagert diese quarzitische Schieferserie diskordant (?) und stellt somit einen gesonderten Entwicklungszyklus dar.
Wegen tiefreichender lateritischer Verwitterung sowie unzureichender Aufschlußverhältnisse war aber in Tab. II eine Zuordnung der quarzitischen Schieferserie in ein Turbidit- oder Molassestadium nicht mehr eindeutig durchführbar.

Die allein auf Geländebefunden, wie einer ähnlichen stratigraphischen Sequenz beruhenden Zuordnung der metavulkanosedimentären Abfolge des Ife-Ileshagebietes konnten aber mittels geochemischer Daten noch unterstützt werden.
Auf Grund geologischer und geochemischer Charakteristika konnte der Amphibolitkomplex von WAGNER (1980) als sehr frühe Greenstoneentwicklung eingestuft werden.
Dies, wie auch der geologische Zusammenhang der gesamten metavulkanosedimentären Abfolge, ließen eine Einstufung der Metasedimentabfolge ebenfalls in diesen frühen Zeitraum als wahrscheinlich annehmen.

In der Literatur wird eine differenzierte Evolution der frühen Erdkruste gefordert, die sich auch im Chemismus der verschiedenen Gesteine widerspiegelt.

Durch die Einstufung der Basementgneise SW-Nigerias ins Archaikum bot sich somit ein Vergleich der Ife-Ileshagneise mit anderen archaischen "granite-gneiss terrains" an.
Der geochemische Vergleich von Gesteinen weit entfernter Gebiete beschränkte sich bisher vorwiegend auf Gesteine basaltischen Ursprungs, da angenommen wurde, daß weniger der regionale Einfluß, sondern vielmehr die geotektonische Position während der Genese dieser Gesteine ihren Chemismus bestimmen. Obwohl heute bekannt ist, daß sich auch hier Schwierigkeiten ergeben können, gilt diese Methode als anerkannt.
Wesentlich problematischer ist aber der Vergleich intermediärer und saurer Gesteine, besonders dann, wenn sie metamorph umgewandelt sind. Gründe hierfür sind im stärkeren Einfluß der Erdkruste zu sehen, die eine größere Varianz des Chemismus bewirkt. Daß hier dennoch versucht werden soll, einen chemischen Vergleich alter Granit-Gneis-Gebiete durchzuführen, ist also mit Schwierigkeiten verbunden.
Trotzdem kann dieser Versuch gewagt werden, weil mit gewissen Einschränkungen angenommen werden kann, daß sich - ebenso wie die alten basischen Komplexe - auch bei den intermediären bis sauren Gesteinen dieser Zeit überregional sehr ähnliche Entwicklungen vollzogen haben. Erst die wesentlich stärkere Differenzierung der Kruste in späteren geologischen Zeiten führte auch zu einer höheren Varianz des Chemismus.

Ein Vergleich archaischer Granit-Gneisgebiete erscheint hier als ein wesentliches, auf Grund des Fehlens ausreichender wichtiger geologischer und petrographischer Erkenntnisse, bedingt durch die unzureichenden Aufschlußverhältnisse in einem tropischen Regenwaldgebiet, auch als nahezu einziges Mittel, zur Genese der SW-nigerianischen Metasedimentabfolge neues beizutragen.
Zur geochemischen Auswertung wurden nur die Daten von frischem Gesteinsmaterial herangezogen, während die Daten der quarzitischen Schieferserie auf Grund starker lateritischer Verwitterung sowie unzureichender vergleichbarer Literaturdaten gesondert behandelt wurden.

Der Vergleich der Ife-Ileshagneise als Liegendes der Metasedimentabfolge mit archaischen "granite-gneiss-terrains" zeigt, daß diese bei den Haupt- und Nebenkomponenten meist einen größeren Streubereich einnehmen und sich nicht so deutlich abgrenzen lassen wie äquivalente Gebiete in Südafrika, Australien oder Grönland. Zwar liegen die Daten der Ife-Ileshagneise überwiegend im Bereich von Granit-Gneisgebieten des südlichen Afrika, zeigen aber auch einen gewissen Trent zum Amitsoqgneis bzw. zu einem Teil der Gneise des nordatlantischen Kratons. Dies gilt besonders für das AFM- und $Na_2O$-CaO-$K_2O$-Diagramm sowie das K/Rb-Verhältnis.

Größere Unterschiede zu archaischen Gebieten sind bei den Sr-, Ba- und Zr-Gehalten erkennbar. Die Sr-Gehalte streuen im Sr-CaO-Diagramm zwar über einen weiten Bereich, weisen jedoch eine Häufung bei geringen Gehalten ($< 300$ ppm Sr) auf. Dies könnte ähnlich wie bei einem Teil des Ancient Gneiskomplex/Swaziland und einigen Uivakgneisen durch sekundäre Sr-Wegführung wie bei vorausgegangener sedimentärer Umlagerung erklärt werden.

Dagegen liegen die Bariumgehalte meist über 1000 ppm und sind damit den Vergleichsgebieten gegenüber deutlich erhöht.
Auch die Zirkoniumwerte der Ife-Ileshagneise sind gegenüber Literaturdaten von granitischen Gesteinen 2 - 3-fach erhöht. Ähnlich hohe Bariumwerte werden auch von einem Teil der Amitsoqgneise beschrieben.
Da sich die übrigen Spurenelementgehalte meist im Rahmen von Gesteinen mit granitischem Pauschalchemismus bewegen, ist eine selektive Anreicherung

von Zr und Ba durch sedimentäre Umlagerung oder Metamorphoseeffekte nur schwer erklärbar.
Dies könnte als Hinweis gedeutet werden, daß durch tiefreichende Erosion Anteile Zr- und Ba-reicher granitischer Frühdifferantiate im Bereich der Ife-Ileshagneise aufgeschlossen sind.

Die mächtige quarzitische Schieferserie überlagert diese Gneissequenz konkordant; geringer mächtige Quarzithorizonte und Metasedimente sind ebenfalls schon in den oberen Partien des Amphibolitkomplexes aufgeschlossen.
Erhöhte Ti-, Cr-, Co- und Ni-Werte können als Hinweis auf vulkanische Aktivität angesehen werden.
So zeigen die Quarzite den Literaturdaten gegenüber erhöhte Co-, Ni-, Cu-, Zn- und Zr-Werte und ebenso die Metasedimentzwischenlagen relativ hohe Ti-, V-, Cr-, Ni- und Zr-Gehalte. Dies wird als Hinweis gewertet, daß ein Zusammenhang mit vulkanischer Aktivität, d. h. dem jetzt vorliegenden Amphibolitkomplex besteht.

Zusammenfassend betrachtet weist die metavulkanosedimentäre Abfolge im Gebiet östlich von Ife und Ilesha eine Entwicklungsgeschichte auf, die Auf Grund geologischer und geochemischer Charakteristika durchaus mit der äquivalenter archaischer "granite-greenstone terrains" vergleichbar ist.
Die zusammenfassende Darstellung äquivalenter archaischer Gebiete von etwa gleicher Altersstellung in den verschiedenen Diagrammen zeigt, daß zwar überall ein ähnlicher Differentiationstrend erkennbar ist, die verschiedenen Gebiete sich jedoch regional abgrenzen lassen.
Dies ist ein weiterer Hinweis darauf, daß die in der Literatur geforderte differenzierte Evolution der frühen Erdkruste global nicht überall gleich verlaufen ist, sondern die verschiedenen Gebiete auch Sonderentwicklungen aufweisen.

Literaturverzeichnis Teil I

AKO, B. D., ALABI, A.O. u. AJAYI, T. R. A magnometer survey of Ifewara Area. Annual Conf. Nigerian Miner. Metall. Geol. Soc., Ibadan (1976).

ANHAEUSSER, C. R. The geology of the Sheba Hills area of the Barberton Mountain Land, South Africa, with particular reference to the Eureka Syncline. Trans. Geol. Soc. S. Africa, Vol. 79 (1976).

ANHAESSER, C. R. The evolution of the early Precambrian crust of South Africa. Roy. Soc. London, Phil. Trans. A. 273/359-388 (1973).

ANHAEUSSER, C. R., MASON, R. VILJOEN, M. J. and VILJOEN, R.P. A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. Geol. Soc. of America Bull. 80/2175-2200 (1969).

ARTH, J. G. u. HANSON, G. N. Geochemistry and Origin of the early Precambrian Crust of northeastern Minnesota. Geochim. Cosmochim. Acta, Vo. 39/325 - 362 (1975)

ARTH, J. G. and HANSON, G. N. Quartz diorites derived by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depths. Contrib. Mineral. Petrol. 37/161-174 (1972).

ASSEEZ, L.O. Diskussion zu FANIRAN, A. In African Geology, Ibadan (1972).

BABCOCK, R.S., BROWN, E.H., CLARK, M.D. u. LIVINGSTON, D. E. Gelology of the older Precambrian rocks of the Grand Canyon. Precambrian Res. 8 (1979).

BLACK, R. et al. Outline of the Panafrican Geology of Adrar des Iforas (Republic of Mali). Geol. Rundschau, Bd. 68, Heft 2/543-564 (1979).

BLAXLAND, A. B. Geochemistry and geochronology of chemical weathering, Butler Hill Granite, Missouri. Geochim. Cosmochim. Acta Vol. 38/843-852 (1974).

BURKE, K. C. FREETH, S. J. u. GRANT, N. K. Granite gneiss from partial fusion of banded gneiss in the Ibadan area, Nigeria pp. 103 - 109, In: African Geology/Ibadan (1972).

BURKE, K. C. DESSAUVAGIE, T.F.J. u. WHITEMAN, A. J. Geological history of the Benue Valley and adjacent areas, pp. 187 - 205, In: African Geology/Ibadan (1972).

BURKE, K. C. u. DEWEY, J. F. Orogeny in Africa pp. 583 - 608. In: African Geology/Ibadan (1972).

CHAMBERLAIN, V.E., LAMBERT, R.St.J. and HOLLAND, J. G. Petrology and geochemistry of the Archean rocks of the Malton Gneiss Complex, British Columbia. Precambr. Res. 11 (1980).

CHAUVEL, A. Recherche sur la transformation des sols ferralitiques dans la zone tropicale àsaisons contrastées. Evolution et reorganisation des sol rouges. In: Recherche Geologiques en Afrique, No. 4, Centre Nat. Rech. Sci., Paris (1979).

CLOUD, P., Major features of crustal evolution. Geol. Soc. of South Africa, Annexure to Vol. 79 (1976).

CONDIE, K.C. Origin and development of the earth's crust. Precambr. Res. 11/183-197 (1980).

CONDIE, K. C. MACKE, J. E. and REIMER, T.O. Petrology and geochemistry of early Precambrian greywackes from the Fig Tree Group, South Africa. In: The Archean pp. 253 - 269 McCALL, G.J.H. Editor (1977).

CONDIE, K. C. Trace element geochemistry of Archean greenstonebelts, Earth-Sc.Rev. 12/4, pp. 393 - 417 (1976).

CONDIE, K.C. and HUNTER, D.R. Trace element geochemistry of Archean granitic rocks from the Barberton region, South Africa. Earth Planet. Sci. Lett. 29/389 - 400, Amsterdam (1976).

CONDIE, K. C., MACKE, J. E. and REIMER, T.O. Petrology and geochemistry of early Precambrian graywackes from the Fig Tree Group, South Africa. Geol. Soc. Am. Bull. 81 (1970).

CONDIE, K. C. Geochemistry of early Precambrian graywackes from Wyoming. Geochim. Cosmochim. Acta 31/2135 - 2149, London (1967).

COOPER, J. A., NESBITT, R.W., PLATT, J. P. u. MORTIMER, G. E. Crustal development in the Agnew region, Western Australia, as shown by Rb/Sr isotopic and geochemical studies. Precambrian Res. 7 (1978).

DANCHIN, R.V. Chromium and nickel in the Fig Tree Shales from South Africa. Science (1967).

DE SWARDT, A.M.J. u. COPPENHAGEN, OGBUKAGU, I.K. u. HUBBARD, F. H. 1: 250 000 Geological Map of Sheet No. 60 Iwo, Geol. Surv. Nigeria (1965).

DE SWARDT, A.M.J. The Geology of the country around Ilesha. Geol. Surv. Nigeria Bull. 23 (1953).

DESSAUVAGIE, T.F.J. u. WHITEMAN, A.J. (Editors) African Geology Ibadan (1972).

DESSAUVAGIE, T.F.J. Geological Map of Nigeria 1 : 1000 000 (1974) J. Min. Geol. (1975).

DRIESSLE, H. Die magmatische Entwicklung des Hochfirst- und des Hammereisen-Granits (Südschwarzwald), abgeleitet aus der Verteilung geochemischer Leitelemente im Gesamtgestein und im Kalifeldspat. Dissertation TU München (1972).

DUNGWORTH, G. and SCHWARZ, A.W. Organic matter and trace elements in Precambrian rocks from South Africa. Chem. Geol. 14/167-172 (1974).

EMMERMANN, R. Geochemische Untersuchungen am Granit von St. Blasien (Südschwarzwald). Jh. Geol. L.-Amt Baden-Württ. 12/227 - 248 (1970).

ENGEL, A. E. J. et al. Crustal evolution and global tectonics: A petrogenetic View. Geol. Soc. Am. Bull. Vol. 85/843-858 (1974).

FANIRAN, A. Depth and pattern of weathering in the Nigerian Precambrian Basement Complex Rock areas, a preliminary report. In: African Geology, 379 - 393. Dessauvagie, T.F.J. and Whiteman, A.J. (Editors), Ibadan (1972).

FRANCHETEAU, J. and Le PICHON, X. Marginal fracture zones as structural framework of continental margins in the South Atlantic Ocean. J. Geophys. Res. 56/991 - 1007 (1972).

FULLAGAR, P.D. and RAGLAND, P.C. Chemical weathering and Rb-Sr whole rock ages. Geochim. Cosmochim. Acta Vol. 39/1245 - 1252 (1975).

GIZYCKI, v. P. Petrographisch-geochemische Untersuchungen an periadriatischen Plutonen und ihren Rahmengesteinen am SW-Rand des Tauernfensters (Südtirol) Dissertation Univ. München (1977).

GLIKSON, A. Y. Early Precambrian tonalite - trondhjemite sialic nuclei. Earth-Sci. Rev. 15/1-73, Amsterdam (1979).

GLIKSON, A.Y. Stratigraphy and evolution of primary and secondary greenstones: Significance of data from shields of the southern hemisphere. In: WINDLEY, B. F. (ed.) The early history of the earth, J. Wiley u. Sons, Nw York (1976).

GLIKSON, A. Y. Archean to early Proterozoic Shield elements: relevance of plate tectonics. Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper. 14 (1976).

GLIKSON, A. Y. Primitive Archean element distribution patterns - Chemical evidence and geotectonic significance. Earth and Planet. Sci. Lett. 12 (1971).

GRANT, N. K. HICKMAN, M. BURKHOLDER, F. R. u. POWELL, N. K. Kibaran metamorphic belt in Pan-African domain of West Africa. Nature 238 (1972).

GRANT, N. K. A compilation of radiometric ages from Nigeria. Nigeria Journ. Mining and Geology 6 (1971).

GRANT, N. K. Geochronology of Precambrian Basement rocks from Ibadan, south-western Nigeria. Earth u. Planetary Sci. Letters, 10 (1970).

GRANT, N. K., REX, D. C. BURKE, K. C. u. FREETH, S. J. The gelogical Sequence and Geochronology of Old Basement Rocks from Ibadan, Nigeria. Ann. Fac. Sci. Clermont-Fd. Geol. et Min. 19 (1969).

HEINISCH, H. Der ordovizische "Porphyroid"-Vulkanismus der Ost- und Südalpen - Stratigraphie, Petrographie, Geochemie -. Dissertation Univ. München (1980).

HEINRICHS, T. K. and REIMER, T. O. A sedimentary baryte deposit from the Archaen Fig Tree Group of the Barberton Mountain Land (South Africa) Econ. Geol., 72/1426-1441 (1977).

HOLT, R. The relationship between Lowgrade Metasedimentary Belts, Calc-alkaline Volcanism and the Panafrican Orogeny in NW-Nigeria. In: Geol. Rundschau 67:Bd. 2 (1978).

HUBBARD, F. H. Precambrian crustal development in western Nigeria. Geol. Soc. Am. Bull. Vol. 86/548 - 554 (1975).

JASKOLLA, F. Geologisch-tektonische Untersuchungen an Satellitenbildern in den nördlichen Kalkalpen. Diss. München (1978).

KHAFFAGY, M. Zur Geochemie der Spitzer Gneise und der Paragesteinsserie des Kamptales, Niederösterreich. Jb. Geol. B. A. Sonderband 17 (1971).

KLEMM, D.D., SCHNEIDER, W. u. WAGNER, B. Geochemistry of the amphibolite complex and the metasedimentary sequence in the Ife-Ilesha area (SW-Nigeria), a Nigerian greenstone belt? 10th Coll. African Geology, Montpellier/France, April 1979).

KOGBE, C. A. (Editor) Geology of Nigeria, Elizabethan Publ. Comp. Lagos/ Nigeria (1976).

KRONBERG, B. I. FYFE, W.S. LEONARDOS, O.H. u. SANTOS, A.M. The chemistry of some Brazilian soils:element mobility during intense weathering. Chem. Geol. 24 (1979).

KRÖNER, A. Pan African plate tectonics and its repercussion on the crust of northeast Africa. Geol. Rundschau, Bd. 68/2 (1979).

KRÖNER, A. The Precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction. Precambrian Res. 4 (1977).

LAMBERT, R.ST. J.; CHAMBERLAIN, V. E. and HOLLAND, J. G. Geochemistry of Archean rocks. In: B. F. Windley (Editor), Early History of the Earth. Wiley, London (1976).

LIST, F. K. Experiences from a Geological Remote Sensing Project in Africa - Tibesti Mountains, Chad. DFVLR Training Seminar on Remote Sensing, Lenggries, August (1976).

MATHEIS, G. Secondary geochemical dispersion and bedrock reflection in the tropical rain forest terrain. Erzmetall, 33. Nr. 3 (1980).

MATHEIS, G. Erkundung von Rohstoffpotentialen durch geochemische Kartierung. In: Geol. Rundschau 67/Bd. 2 (1978).

MATHEIS, G. u. AKINWALE, A. J. A Geochemical Soil Survey around Ife-wara, Oyo State, Nigeria and its Implication on Previous Geological Mapping of the Area. Annual Conf. Nigerian Miner. Metall. Geol. Soc. Zaria (1977).

MATHEIS, G. A Tool for the Assessment of Nigeria's mineral potential. Annual Conf. Nigerian Miner. Metall. Geol. Soc. Ibadan (1976).

McCALL, G. J. H. (Editor) The Archean. Verl. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc. Stroudsburg, Pennsylvania (1977).

McCURRY, P. The geology of the Precambrian to lower Palaeozoic rocks of northern Nigeria (1975) In: KOGBE Geology of Nigeria.

NANCE, W.B. u. TAYLOR, S.R. Rare earth patterns and crustal evolution - II. Archean sedimentary rocks from Kalgoorlie, Australia. Geochim. Cosmochim. Acta Vol. 41 (1977).

NAQVI, S.M. DIVAKARA, V.R. u. NARAIN, H. The primitive crust: evidence from the Indian Shield. Precambr. Res. 6 (1978).

NAQVI, S.M. DIVAKARA, R.V. u. NARAIN, H. The protocontinental growth of the Indian Shield and the antiquity of its rift valleys. Precambr. Res. 1 (1974).

ODEYEMI, I.B. Orogenic events in the precambrian basement of Nigeria, West Africa. In: The precambrian of West Africa and its correlation with Eastern Brasil. UNESCO, UISG, Newsletter Nr. 3 (1979).

OLADE, M. A. Precambrian metallogeny in West Africa. Geol. Rundschau Bd. 69/2 (1980).

O'LEARY, D.W. FRIEDMAN, J.D. u. POHN, H.A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. Geol. Soc. Am. Bull. 87/ 1463 - 1469 (1976).

O'NIONS, R.K. and PANHURST, R. J. Early Archaean rocks and geochemical evolution of the Earth's crust. Earth Planet. Sci.Lett. 38/211-236, Amsterdam (1978).

OYAWOYE, M. O. The Basement Complex of Nigeria. In: African Geology (1972).

PETRO, W. L.; VOGEL, T.A. and WILBAND, J. T. Major-element chemistry of plutonic rock suites from compressional and extensional plate boundaries. Chem. Geol. 26/217 - 235 (1979).

RAHAMAN, M. A. Review of the Basement Geology of South-Western Nigeria. In: KOGBE, C.A. (ed.) Geology of Nigeria (1976).

REIMER, T. O. Archean sedimentary baryte deposits of the Swaziland Supergroup (Barberton Mountainland, South Africa) Precambr. Res. 12/ 393 - 410 (1980).

REIMER, T.O. Untersuchungen über Abtragung, Sedimentation und Diagenese im frühen Präkambrium am Beispiel der Sheba-Formation (Südafrika). Geol. Jahrb. Reihe B, 17/1 - 108 (1975).

REIMER, T.O. and KRÖNER, A. Note on the nickel and chromium content of cherts from the Archaean Swaziland Supergroup (South Africa) Chem. Geol., 27/171 - 175 (1979).

SCHROLL, E. Analytische Geochemie. Ferd. Enke Verl. Stuttgart Bd. I (1975) Bd. II (1976).

SIVARAJASINGHAM, S. ALeXANDER, L. T. CADY, J. G. and CLINE, M. G. Laterit: Adv. Agronomy 14 (1962).

SUTTON, J. u. WINDLEY, B.F. A Discussion on the evolution of the Precambrian crust. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. 273 (1973).

TARNEY, J. Geochemistry of Archaean high grade gneisses with implications to the origin and evolution of the Precambrian crust. In: B. F. Windley (Editor), Early History of the Earth. 405 - 417, Wiley, London (1976).

UZUAKPUNWA, A.B. The polyphase nature of the Nigerian Basement Complex. 14th Annual conference of the Nigerian mining and geosciences Society, (Abstracts) (1978).

WAGNER, B. M. Zur Geochemie des Amphibolitkomplexes im präkambrischen Basement von SW-Nigeria, östlich von Ile-Ife. Dissertation Univ. München (1980).

WEBER-DIEFENBACH, K. Erfahrungen mit der energiedispersiven Röntgen-fluoreszenzanalyse. Fortschr. Miner. 57, Beiheft 1/233-234 (1979).

WINDLEY, B.F. The early History of the Earth. Verl. J. Wiley & Sons (1976).

WINKLER, H. G. F. Petrogenesis of metamorphic rocks. 5th Edition, Springer-Verlag (1979)

WORDEN, J.M. and COMPSTON, W. A Rb-Sr isotopic study of weathering in the Mertondale granite, Western Australia. Geochim. Cosmochim. Acta. 37/2567-2576, London (1973).

WRIGHT, J. B. Fracture systems in Nigeria and initiation of fracture zones in the South Atlantic. Tectonophysics. 34/ 43 - 47 Amsterdam(1976).

WRIGHT, J. B. Controls of mineralisation in the older and younger tin fields of Nigeria. Econ. Geol. 65/945 - 951 (1970).

Literaturverzeichnis Teil II

Neuere Literatur, die speziell zur Überprüfung und Ergänzung von Tabelle II (schematische Stratigraphietabelle) herangezogen wurde.

ANHAEUSSER, C.R. and ROBB, L.J. Regional and detailed field and geochemical studies of Archean trondhjemitic gneisses, migmatites and greenstone xenoliths in the southern part of the Barberton Mountain Land, South Africa. Precambr. Res. 11/373-397 (1980).

APPEL, P.W.U. On the Early Archaean Isua iron-formation, West-Greenland. Precambr. Res. 11/73-87 (1980).

BARKLIWAL, P. C. u. RAVINDRA, R. Precambrian tectonics and lineaments of Northeastern Rajathan, India. C.G.I. Vol. II Abstracts, Paris (1980).

BASU, A.K. Precambrian ironformation in the Bundelkhand Granite, India. C.G.I.Vol. II Abstracts, Paris (1980).

BASU, N. K. Precambrian palaeogeodynamics of the Aravalli-Delhi-Satpura-Vindhyanbasin of India. C. G. I. Vol. II Abstracts, Paris (1980).

BECKINSALE, R.D. GALE, N.H. PUNKHURST, R.J. Mac FARLANE, A., CROW, M.J., ARTHURS, J. W. u. WILKINSON, A.F. Discordant Rb-Sr and Pb-Pb whole rock isochron ages for the Archaean basement of Sierre Leone. Precambr. Res. 13/63 - 76 (1980).

BEECH, E.M. and CHADWICK, B. The Malene supracrustal gneisses of northwest Buksefjorden: their origin and significance in the Archaean crustal evolution of southern West Greenland. Precambr. Res. 11/329 - 355 (1980).

BRAUN, O.P.G. u. BRAND, B. Precambrian stratigraphy of Brazil outline for the new 1:2 500 000 Scale Map. C.G.I. Vol. II Abstracts, Paris (1980).

CHAMBERLAIN, V.E. LAMBERT, R.St.J. and HOLLAND, J.G. Petrology and geochemistry of Archean rocks of the Malton Gneiss Complex, British Columbia. Precambr. Res. 11/1-9 (1980).

CHAMBERLAIN, V.E. LAMBERT, R.St.J. and HOLLAND, J.G. The Malton Gneiss: Archean Gneisses in British Columbia. Precambr. Res. 11/297-306 (1980).

CHOUDHURT, A. The early Proterozoic greenstone belt of the northern Guiana Shield, South America. Precambr. Res. 13/363 - 374 (1980).

COE, K. Nuk gneisses of the Buksefjorden region, southern West Greenland, and their enclaves. Precambr. Res. 11/357-371 (1980).

DIMROTH, E. Early precambrian volcanology and sedimentology in the light of the recent. Precambr. Res. 12/1-4 (1980).

GHOSH, P.K. THAMBI, P.I. u. CHANDRA, S. Evidences of Precambrian Plate Interaction from Central Indian Shield. C.G.Il. Vol. II Abstracts, Paris (1980).

GOLDICH, S.S. and WOODEN, J.L. Geochemistry of the Archean rocks in the Morton and Granite Falls areas, southwestern Minnesota. Precambr. Res. 11/267-296 (1980)

HURLEY, P.M. LEO, G.W. WHITE, R.W. FAIRBAIRN, H.W. Liberian age province (about 2700 m.y.) and adjacent provinces in Liberia and Sierra Leone. Bull.Geol. Soc. Am. 82/3483 - 3490 (1971).

HYDE, R.S. Sedimentary facies in the Archean Timiskaming Group and their tectonic implications, Abitibi greenstone belt, northeastern Ontario, Canada. Precambr. Res. 12/161 - 195 (1980).

LOTZE, FR. Präkambrium II. Teil Ferd. Enke Verlag Stuttgart (1968).

MARTIN, A. The Geology of the Belingwe-Shabani schist belt. Rhod. Geol. Surv. Bull. No. 83 (1978).

MARTIN, A. NISBET, E.G. u. BICKLE, M.J. Archaean stromatolites of the Belingwe greenstone belt, Zimbabwe. Precambr. Res. 13/337 - 362 (1980).

McCONNELL, R. The taphrogenic lineament of eastern Africa. C.G.I. Vol. II Abstracts, Paris (1980).

MOREY, G.B. A brief review of the geology of the western Vermilion district, northeastern Minnesota. Precambr. Res. 11/247 - 265 (1980).

MORGAN, P.J. u. DeCRISTOFORO, D.T. Geological evolution of the Ishpeming greenstone belt, Michigan, USA, Precambr. Res. 11/23 - 41 (1980).

SCHULZ, K.J. The magmatitic evolution of the Vermilion greenstone belt, NE-Minnesota. Precambr. Res. 11/215 - 245 (1980).

SHUKLA, K.D. MURTY, M.K. u. GHOSH, S. Geology and petrochemistry of the Dudhi crystallines, Northern India with special reference to the precambrian crustal evolution. C.G.I. Vol. II Abstracts, Paris (1980).

WATCHORN, M.B. Fluvial and tidal sedimentation in the 3000 Ma Mozaan Basin, South Africa. Precambr. Res. 13/27-42 (1980).

WERNICK, E. The Archaean Sialic Crust of Brazil. C.G. I. Vol. II Abstracts, Paris (1980).

## A n h a n g

### Erläuterung zu den Analysentabellen:

Die Probennummern sind nach den West-Ost-verlaufenden Profilen aufgelistet.

Profil:

A. Iwo

B. Kajola

C. Idado

D. südl. Ilesha

E. Iwaraja – Erimo

F. Effon-Alaiye

G. neue Straße von Ijebu-Ijesha nach Itawure

Oke Mesi

### Erläuterungen der Abkürzungen:

Sum. Summe der Gewichtsprozente, bezogen auf geglühte Proben,

G.V. Glühverlust, bezogen auf geglühte Proben.

Sp. Spurengehalte, beinhalten auch Werte, die unterhalb der TEFA-Nachweisgrenze bzw. der Eichkurve liegen.

n.b. nicht bestimmbar bzw. Elemente, die im entsprechenden Meßprogramm nicht enthalten waren.

Die Element oxidgehalte, Glühverlust und Summe sind in Gewichtsprozent angegeben, die Spurenelemente in ppm, Gesamteisen als $Fe_2O_3$.

Abkürzungen der Gesteinsbezeichnungen

A – Amphibolit

EA – Epidotamphibolit

As – Aktinolithschiefer

HbQ – Hornblendequarzit

Q – Quarzit

GlQ – Glimmerquarzit (± Schiefer)

Ms – Metasedimentlagen undiff.
(meist stark verwittert, teils in Laterit umgewandelt)

Ms + Q – Metasedimentlagen mit wechselnden Anteilen von Quarzit

Bs – Biotitschiefer

CBs – Chlorit-Biotitschiefer

Mus – Muskovitschiefer

GrEG – Granat-Epidotgneis

GrG – Granitgneis

HbG – Hornblendegneis

BG – Biotitgneis

MBG – Muskovit-Biotitgneis (± Granitgneis)

HlG – Hellglimmergneis

QFG – Quarzfeldspatgneis

m – migmatisiert

my – mylonitisiert

w – verwittert

Fe – Fe-haltig

Tu – Turmalinführend

Profil A: Iwo

| Nr | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Q | Ms | Q | Q | Q | Q | GrEG | GrEG | GrEG |
| $SiO_2$ | 98.03 | 66.80 | 98.84 | 97.05 | 97.83 | 98.11 | 74.29 | 68.18 | 71.31 |
| $Al_2O_3$ | 0.32 | 14.44 | 0.50 | 0.92 | 0.74 | 0.14 | 10.92 | 12.61 | 11.84 |
| $Fe_2O_3$ | 0.15 | 7.99 | 0.01 | 0.21 | 0.01 | 0.08 | 3.19 | 3.39 | 3.19 |
| MgO | 0.03 | 2.21 | 0.02 | 0.11 | 0.08 | 0.01 | 0.54 | 1.47 | 0.89 |
| CaO | 0.01 | 0.27 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 5.25 | 5.56 | 4.93 |
| $Na_2O$ | 0.01 | 0.59 | 0.17 | 0.07 | 0.01 | 0.01 | 2.98 | 2.86 | 3.96 |
| $K_2O$ | 1.00 | 0.69 | 0.29 | 1.03 | 1.01 | 0.98 | 1.61 | 4.96 | 1.72 |
| $TiO_2$ | 0.11 | 0.94 | 0.03 | 0.11 | 0.10 | 0.11 | 0.33 | 0.42 | 0.43 |
| $P_2O_5$ | 0.23 | 0.04 | 0.01 | 0.21 | 0.21 | 0.26 | 0.07 | 0.12 | 0.08 |
| MnO | 0.01 | 0.02 | 0.04 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.08 | 0.08 | 0.07 |
| G.V. | 0.15 | 5.85 | 0.08 | 0.37 | 0.26 | 0.17 | 0.60 | 0.52 | 0.53 |
| Sum. | 100.05 | 99.84 | 99.98 | 100.10 | 100.27 | 99.87 | 99.86 | 100.17 | 98.95 |
| V | 36 | 135 | 13 | 8 | 16 | 95 | 85 | 45 | 25 |
| Cr | 63 | 240 | 65 | 74 | 50 | Sp. | 140 | 20 | 70 |
| Co | 3 | 30 | 5 | 5 | 5 | 15 | 11 | 6 | 12 |
| Ni | 7 | 57 | 54 | 49 | 70 | 27 | 69 | 25 | 34 |
| Cu | 8 | 39 | 81 | 58 | 61 | Sp. | 30 | 9 | 16 |
| Zn | 200 | 20 | 70 | 83 | 115 | Sp. | 50 | 85 | 65 |
| Ga | n.b. | 21 | n.b. | n.b. | n.b. | 18 | 23 | 18 | 20 |
| Rb | 13 | 42 | 30 | 37 | 36 | Sp | 82 | 220 | 89 |
| Sr | Sp. | 8 | Sp. | Sp. | Sp. | 5 | 243 | 365 | 313 |
| | Sp. | 30 | 22 | 25 | 28 | 7 | 234 | 57 | 47 |
| Zr | 16 | 155 | 158 | 214 | 201 | 116 | 284 | 294 | 338 |
| Ba | 100 | 780 | 1980 | 2100 | 2260 | 30 | 1120 | 1140 | 100 |

| Nr. | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | HbG | HlG | HlG | MBG | HlG | HbG | BGm | BGm | HlG |
| $SiO_2$ | 69,67 | 74.08 | 77.65 | 72.89 | 77.04 | 65.47 | 63.67 | 69.02 | 76.61 |
| $Al_2O_3$ | 13.39 | 11.05 | 10.98 | 12.63 | 11.08 | 15.15 | 15.84 | 15.20 | 12.88 |
| $Fe_2O_3$ | 4.15 | 3.09 | 2.96 | 4.36 | 3.20 | 3.05 | 5.20 | 2.45 | 1.16 |
| MgO | 1.29 | 0.65 | 0.37 | 0.68 | 0.33 | 1.28 | 1.95 | 0.78 | 0.12 |
| CaO | 3.32 | 0.61 | 1.62 | 1.82 | 1.52 | 3.14 | 2.28 | 2.44 | 0.86 |
| $Na_2O$ | 1.04 | 2.68 | 2.43 | 2.28 | 3.53 | 2.25 | 4.44 | 6.46 | 3.22 |
| $K_2O$ | 7.31 | 5.34 | 2.77 | 4.72 | 1.54 | 9.19 | 3.95 | 1.54 | 4.86 |
| $TiO_2$ | 0.39 | 0.48 | 0.37 | 0.46 | 0.53 | 0.32 | 0.74 | 0.35 | 0.13 |
| $P_2O_5$ | 0.12 | 0.21 | 0.05 | 0.11 | 0.11 | 0.22 | 0.47 | 0.25 | 0.01 |
| MnO | 0.06 | 0.02 | 0.03 | 0.05 | 0.05 | 0.07 | 0.07 | 0.04 | 0.02 |
| G. V. | 0.38 | 0.84 | 0.39 | 0.50 | 0.45 | 0.41 | 0.84 | 0.46 | 0.50 |
| Sum. | 101.12 | 99.05 | 99.62 | 100.50 | 99.38 | 100.53 | 99.45 | 98.99 | 99.74 |
| V | 73 | 37 | 20 | 70 | 33 | 51 | 89 | Sp | 38 |
| Cr | 70 | 150 | 100 | 48 | 90 | Sp. | 108 | 155 | Sp. |
| Co | 4 | 4 | 9 | 9 | 11 | 7 | 12 | 6 | 6 |
| Ni | 11 | 30 | 40 | 15 | 41 | 16 | 57 | 72 | 32 |
| Cu | 14 | 10 | 15 | 12 | 12 | 19 | 30 | 9 | 24 |
| Zn | 93 | 90 | 87 | 96 | 110 | 75 | 87 | 44 | 25 |
| Ga | 18 | 30 | 28 | 24 | 24 | 15 | 22 | 24 | 15 |
| Rb | 301 | 244 | 137 | 177 | 108 | 213 | 164 | 68 | 99 |
| Sr | 277 | 106 | 122 | 150 | 145 | 315 | 549 | 1368 | 166 |
| Y | 51 | 52 | 54 | 48 | 50 | 39 | 36 | 34 | 38 |
| Zr | 248 | 445 | 451 | 389 | 509 | 217 | 298 | 433 | 215 |
| Ba | 1500 | 1330 | 1310 | 1400 | 1020 | 1355 | 1440 | 960 | 905 |

Profil B Kajola

| Nr. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | EA | EA | Q | CBSw | CBS | CBS | CBG | Q |
| $SiO_2$ | 50.49 | 52.72 | 89.29 | 62.10 | 69.51 | 68.53 | 63.54 | 94.25 |
| $Al_2O_3$ | 13.04 | 12.83 | 5.25 | 16.45 | 12.02 | 12.51 | 14.81 | 2.26 |
| $Fe_2O_3$ | 13.00 | 10.39 | 1.39 | 8.58 | 7.91 | 6.46 | 7.32 | 1.52 |
| MgO | 4.33 | 3.59 | 0.17 | 2.73 | 1.94 | 2.84 | 3.33 | 0.20 |
| CaO | 8.31 | 10.34 | 0.26 | 0.47 | 1.13 | 1.48 | 2.43 | 0.01 |
| $Na_2O$ | 1.47 | 0.89 | 1.27 | 0.85 | 1.90 | 2.66 | 2.77 | 0.02 |
| $K_2O$ | 4.95 | 5.75 | 0.79 | 3.10 | 1.95 | 1.67 | 2.66 | 0.05 |
| $TiO_2$ | 1.78 | 1.27 | 0.24 | 1.01 | 0.91 | 0.70 | 0.80 | 0.06 |
| $P_2O_5$ | 1.55 | 1.19 | 0.12 | 0.15 | 0.08 | 0.09 | 0.22 | 0.06 |
| MnO | 0.34 | 0.37 | 0.02 | 0.17 | 0.28 | 0.16 | 0.10 | 0.07 |
| G. V. | 1.13 | 0.75 | 0.49 | 3.92 | 1.87 | 2.01 | 0.87 | 0.34 |
| Sum. | 100.39 | 100.09 | 99.29 | 99.53 | 99.54 | 99.11 | 98.85 | 98.83 |
| V | 250 | 75 | 7 | 177 | 102 | 85 | 83 | 9 |
| Cr | 512 | 300 | 100 | 178 | 110 | 92 | 97 | Sp. |
| Co | 40 | 30 | 8 | 16 | 22 | 20 | 16 | n.b. |
| Ni | 66 | 33 | 12 | 81 | 58 | 54 | 61 | 46 |
| Cu | 61 | Sp. | 10 | 57 | 64 | 107 | 22 | 21 |
| Zn | 100 | 80 | 95 | 55 | 108 | 71 | 82 | 35 |
| Ga | 18 | 19 | 3 | 24 | 16 | 15 | 21 | 14 |
| Rb | 70 | 90 | 36 | 189 | 94 | 76 | 96 | 41 |
| Sr | 1280 | 2800 | 105 | 40 | 99 | 143 | 183 | 23 |
| Y | 34 | 40 | 46 | 40 | 38 | 41 | 46 | 40 |
| Zr | 211 | 382 | 413 | 190 | 270 | 244 | 201 | 243 |
| Ba | 5000 | 5500 | 965 | 880 | 805 | 720 | 340 | n.b. |

| Nr. | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | BCs | BG | BG | A | QFGm | HlG | MBG | QFG |
| $SiO_2$ | 64.79 | 63.79 | 66.86 | 47.73 | 71.51 | 71.72 | 68.09 | 70.72 |
| $Al_2O_3$ | 15.86 | 15.28 | 17.95 | 12.51 | 12.32 | 13.27 | 14.07 | 13.68 |
| $Fe_2O_3$ | 6.94 | 6.52 | 1.44 | 14.45 | 5.23 | 3.84 | 4.64 | 4.26 |
| MgO | 2.55 | 2.88 | 0.28 | 6.58 | 0.70 | 0.56 | 1.82 | 0.64 |
| CaO | 1.71 | 2.58 | 1.76 | 6.01 | 1.55 | 0.60 | 1.81 | 1.42 |
| $Na_2O$ | 2.21 | 3.40 | 3.66 | 6.23 | 4.21 | 2.11 | 5.89 | 1.71 |
| $K_2O$ | 2.20 | 2.65 | 5.80 | 0.30 | 3.46 | 6.43 | 1.78 | 5.48 |
| $TiO_2$ | 0.81 | 0.86 | 0.18 | 2.09 | 0.57 | 0.44 | 0.63 | 0.54 |
| $P_2O_5$ | 0.26 | 0.30 | 0.01 | 0.26 | 0.18 | 0.01 | 0.21 | 0.04 |
| MnO | 0.16 | 0.10 | 0.02 | 0.16 | 0.04 | 0.01 | 0.04 | 0.04 |
| G. V. | 1.97 | 1.02 | 1.05 | 2.86 | 0.72 | 0.79 | 0.62 | 0.79 |
| Sum. | 99.46 | 99.38 | 99.00 | 99.18 | 100.49 | 99.78 | 99.60 | 99.32 |

| | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| V | 118 | 113 | Sp. | 294 | 85 | 51 | 50 | 37 |
| Cr | 87 | 132 | 90 | 557 | 10 | Sp. | 200 | 195 |
| Co | 2o | 17 | 3 | 34 | 13 | 5 | 14 | 8 |
| Ni | 64 | 72 | 22 | 148 | 12 | 11 | 10 | 2 |
| Cu | 37 | 13 | 15 | 7 | 14 | 13 | 8 | 8 |
| Zn | 131 | 92 | 72 | 62 | 126 | 160 | 111 | 104 |
| Ga | 21 | 21 | 24 | 16 | 34 | 27 | 34 | 23 |
| Rb | 96 | 113 | 252 | 20 | 138 | 279 | 96 | 211 |
| Sr | 166 | 208 | 865 | 14 | 177 | 70 | 199 | 144 |
| Y | 37 | 38 | 48 | 15 | 57 | 52 | 70 | 54 |
| Zr | 196 | 194 | 381 | 6 | 480 | 405 | 486 | 491 |
| Ba | 945 | 1040 | 1690 | 315 | 1740 | 1580 | 2610 | 1800 |

| Nr. | 17 | 18 | 19 | 20 |
|---|---|---|---|---|
| | MBG | HlG | BG | QFGm |
| $SiO_2$ | 73.26 | 73.26 | 65.00 | 75.29 |
| $Al_2O_3$ | 13.12 | 13.04 | 14.72 | 13.20 |
| $Fe_2O_3$ | 2.28 | 7.82 | 3.68 | 0.94 |
| MgO | 0.18 | 0.44 | 1.72 | 0.01 |
| CaO | 3.40 | 0.54 | 2.57 | 1.31 |
| $Na_2O$ | 3.86 | 1.70 | 4.05 | 4.82 |
| $K_2O$ | 1.93 | 5.01 | 3.88 | 2.86 |
| $TiO_2$ | 0.48 | 0.40 | 0.49 | 0.08 |
| $P_2O_5$ | 0.19 | 0.01 | 0.25 | 0.08 |
| MnO | 0.05 | 0.01 | 0.06 | 0.02 |
| G. V. | 0.56 | 1.99 | 2.56 | 0.27 |
| Sum. | 99.31 | 99.22 | 99.05 | 98.88 |
| V | 34 | 42 | 30 | 8 |
| Cr | 83 | 107 | 60 | 3 |
| Co | 10 | 7 | 11 | 6 |
| Ni | 21 | 4 | 39 | 19 |
| Cu | 17 | 8 | 11 | 18 |
| Zn | 100 | 54 | 74 | 90 |
| Ga | 35 | 19 | 20 | 14 |
| Rb | 100 | 176 | 139 | 89 |
| Sr | 228 | 136 | 819 | 330 |
| Y | 96 | 56 | 37 | 37 |
| Zr | 564 | 374 | 335 | 255 |
| Ba | 1460 | 1350 | 1530 | 1180 |

Profil C Idado

| Nr. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | CBs+Q | Asw | CBs+Q | GlQw | Q | CBSw | Mns | Q | GlQw |
| $SiO_2$ | 76.96 | 44.31 | 75.92 | 88.87 | 96.53 | 61.74 | 51.84 | 97.61 | 81.45 |
| $Al_2O_3$ | 12.08 | 9.42 | 12.92 | 5.49 | 1.86 | 16.62 | 25.60 | 1.26 | 10.71 |
| $Fe_2O_3$ | 5.11 | 8.94 | 5.81 | 1.70 | 0.96 | 7.88 | 4.47 | 0.08 | 1.32 |
| MgO | 0.72 | 25.46 | 0.86 | 0.17 | 0.22 | 2.77 | 2.36 | 0.08 | 0.52 |
| CaO | 0.01 | 2.98 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 2.15 | 0.65 | 0.05 | 0.14 |
| $Na_2O$ | 0.29 | 1.07 | 0.01 | 0.44 | 0.33 | 1.75 | 1.75 | 0.01 | 1.02 |
| $K_2O$ | 1.88 | 0.07 | 2.09 | 1.53 | 0.01 | 2.46 | 7.98 | 0.40 | 2.04 |
| $TiO_2$ | 0.76 | 1.04 | 0.70 | 0.37 | 0.09 | 1.12 | 0.35 | 0.05 | 0.09 |
| $P_2O_5$ | 0.07 | 0.06 | 0.11 | 0.05 | 0.05 | 0.22 | 0.08 | 0.01 | 0.02 |
| MnO | 0.05 | 0.13 | 0.09 | 0.02 | 0.01 | 0.12 | 0.11 | 0.01 | 0.06 |
| G. V. | 2.33 | 6.05 | 1.92 | 1.39 | 0.26 | 2.46 | 3.53 | 0.32 | 1.70 |
| Sum. | 100.22 | 99.53 | 99.86 | 100.04 | 100.33 | 99.29 | 98.72 | 99.88 | 99.07 |
| V | 90 | 185 | 99 | 60 | 50 | 102 | Sp. | Sp. | Sp. |
| Cr | 64 | 1400 | 105 | 38 | Sp | 250 | 43 | 11 | 35 |
| Co | 13 | 69 | 15 | 10 | 14 | 18 | 21 | 6 | 9 |
| Ni | 40 | 1350 | 71 | 50 | 6 | 59 | 20 | 27 | 20 |
| Cu | 42 | 64 | 25 | 31 | Sp. | 53 | 59 | 95 | 37 |
| Zn | 70 | 52 | 65 | 13 | Sp. | 43 | 66 | 49 | 28 |
| Ga | 18 | 18 | 17 | 18 | 18 | 21 | n.b. | n.b. | n.b. |
| Rb | 102 | 27 | 103 | 73 | Sp. | 100 | 468 | 35 | 73 |
| Sr | 43 | 9 | 25 | 24 | 5 | 188 | 54 | Sp. | Sp. |
| Y | 40 | 80 | 40 | 36 | 7 | 67 | 122 | 27 | 34 |
| Zr | 312 | 270 | 246 | 367 | 116 | 280 | 149 | 184 | 226 |
| Ba | 790 | Sp. | 820 | 1030 | Sp. | 585 | 1554 | 1332 | 2180 |

| Nr. | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Q | Q | Q | Q | CBSw | HbQ | Q | Q | Q |
| $SiO_2$ | 92.20 | 94.34 | 92.70 | 95.56 | 56.75 | 85.42 | 97.68 | 97.79 | 97.63 |
| $Al_2O_3$ | 3.72 | 3.06 | 4.21 | 2.44 | 20.67 | 5.14 | 1.36 | 0.56 | 0.51 |
| $Fe_2O_3$ | 0.16 | 0.01 | 0.09 | 0.01 | 9.07 | 1.42 | 0.27 | 0.05 | 0.63 |
| MgO | 0.20 | 0.24 | 0.34 | 0.14 | 1.37 | 2.18 | 0.11 | 0.03 | 0.01 |
| CaO | 0.01 | 0.01 | 0.06 | 0.01 | 0.09 | 3.17 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| $Na_2O$ | 1.09 | 0.25 | 0.10 | 0.35 | 0.78 | 1.00 | 0.01 | 0.23 | 0.56 |
| $K_2O$ | 0.76 | 0.69 | 1.07 | 0.55 | 4.07 | 0.13 | 0.42 | 0.29 | 0.29 |
| $TiO_2$ | 0.10 | 0.08 | 0.15 | 0.07 | 1.13 | 0.17 | 0.11 | 0.01 | 0.06 |
| $P_2O_5$ | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.04 | 0.09 | 0.01 | 0.01 | 0.02 |
| MnO | 0.06 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.01 | 0.04 | 0.05 |
| G. V. | 0.51 | 0.53 | 0.70 | 0.35 | 5.09 | 1.69 | 0.39 | 0.21 | 0.16 |
| Sum. | 98.82 | 99.25 | 99.47 | 99.52 | 99.10 | 100.44 | 100.38 | 99.23 | 99.93 |
| V | Sp. | 50 | Sp. | 32 | 178 | 20 | 72 | 5 | 34 |
| Cr | 43 | 4 | 20 | Sp. | 218 | 34 | 49 | 49 | 40 |
| Co | 5 | 5 | 5 | 5 | 17 | 12 | 3 | 5 | 7 |
| Ni | 20 | 9 | 7 | 8 | 39 | 37 | 13 | 51 | 68 |
| Cu | 52 | 8 | 8 | 7 | 36 | 13 | 7 | 40 | 47 |
| Zn | 36 | 190 | 180 | 200 | 24 | 110 | 400 | 82 | 92 |
| Ga | n.b. | n.b. | n.b. | n.b. | 26 | 10 | n.b. | n.b. | n.b. |
| Rb | 72 | 43 | 52 | 22 | 134 | 35 | 20 | 28 | 31 |
| Sr | Sp | Sp | Sp | Sp | 8 | 76 | Sp | Sp | Sp |
| Y | 53 | Sp | Sp | Sp | 38 | 34 | Sp | 20 | 40 |
| Zr | 250 | 40 | 88 | 34 | 224 | 309 | 72 | 180 | 140 |
| Ba | 3000 | 370 | 1150 | 810 | 832 | 971 | 100 | 1730 | 1500 |

| Nr. | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | MBG | MBG | MBG | MBG | HbG | MBG | MBG | BGw | HlG |
| $SiO_2$ | 74.50 | 73.53 | 75.79 | 71.84 | 5778 | 75.10 | 75.27 | 67.12 | 78.06 |
| $Al_2O_3$ | 13.09 | 12.29 | 12.82 | 14.10 | 15.52 | 12.86 | 13.04 | 14.56 | 12.04 |
| $Fe_2O_3$ | 1.08 | 2.05 | 1.22 | 2.70 | 7.80 | 1.26 | 1.35 | 3.62 | 1.05 |
| MgO | 0.26 | 0.42 | 0.21 | 0.51 | 4.13 | 0.16 | 0.20 | 1.00 | 0.06 |
| CaO | 0.91 | 0.51 | 0.66 | 1.10 | 5.63 | 0.84 | 1.01 | 1.50 | 0.98 |
| $Na_2O$ | 3.79 | 3.55 | 2.74 | 3.88 | 3.67 | 4.25 | 3.90 | 2.26 | 3.00 |
| $K_2O$ | 5.32 | 6.43 | 6.39 | 4.74 | 3.30 | 4.76 | 4.71 | 4.85 | 4.14 |
| $TiO_2$ | 0.09 | 0.13 | 0.12 | 0.29 | 0.87 | 0.09 | 0.13 | 0.39 | 0.08 |
| $P_2O_5$ | 0.01 | 0.05 | 0.01 | 0.06 | 0.43 | 0.01 | 0.01 | 0.15 | 0.01 |
| MnO | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.14 | 0.03 | 0.02 | 0.05 | 0.01 |
| G.V. | 0.79 | 0.52 | 0.34 | 0.53 | 0.64 | 0.30 | 0.26 | 4.15 | 0.42 |
| Sum. | 99.92 | 99.50 | 100.33 | 99.30 | 99.88 | 99.66 | 99.90 | 99.65 | 99.65 |
| V | 20 | 15 | 19 | 48 | 151 | 39 | 52 | 73 | 31 |
| Cr | Sp | 10 | 10 | 70 | 352 | 100 | 90 | 28 | 20 |
| Co | 2 | 2 | 1 | 4 | 13 | 1 | 2 | 8 | 4 |
| Ni | 23 | 20 | 13 | 15 | 83 | 38 | 30 | 28 | 35 |
| Cu | 19 | 16 | 14 | 41 | 31 | 20 | 23 | 17 | 25 |
| Zn | 100 | 95 | 54 | 121 | 91 | 90 | 19 | 53 | 45 |
| Ga | 18 | 18 | 15 | 24 | 20 | 24 | 22 | 20 | 18 |
| Rb | 333 | 339 | 363 | 255 | 132 | 322 | 287 | 199 | 169 |
| Sr | 98 | 93 | 105 | 261 | 559 | 80 | 121 | 221 | 179 |
| Y | 63 | 54 | 69 | 52 | 35 | 59 | 61 | 46 | 46 |
| Zr | 222 | 206 | 224 | 303 | 237 | 226 | 239 | 236 | 261 |
| Ba | 140 | 1050 | 1035 | 1276 | 732 | 1023 | 995 | 1235 | 167 |

| Nr. | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | BG | MBG | BG | MBG | HbG | HbG | HbG | BG | HbG |
| $SiO_2$ | 65.21 | 72.91 | 65.67 | 71.17 | 59.57 | 60.21 | 62.11 | 66.41 | 68.61 |
| $Al_2O_3$ | 15.53 | 13.50 | 16.54 | 14.90 | 19.43 | 18.08 | 20.00 | 16.15 | 14.87 |
| $Fe_2O_3$ | 5.76 | 3.10 | 3.33 | 2.42 | 3.74 | 3.92 | 1.79 | 3.32 | 2.88 |
| MgO | 1.44 | 0.57 | 0.89 | 0.75 | 0.52 | 0.92 | 0.27 | 0.91 | 1.03 |
| CaO | 2.48 | 1.51 | 1.14 | 1.89 | 5.52 | 7.16 | 3.24 | 2.21 | 2.04 |
| $Na_2O$ | 3.88 | 3.17 | 3.07 | 2.80 | 7.25 | 5.59 | 5.89 | 4.42 | 3.19 |
| $K_2O$ | 3.05 | 4.08 | 6.24 | 4.90 | 1.12 | 1.38 | 4.34 | 4.56 | 6.58 |
| $TiO_2$ | 0.88 | 0.38 | 0.48 | 0.39 | 0.64 | 0.65 | 0.14 | 0.50 | 0.39 |
| $P_2O_5$ | 0.27 | 0.06 | 0.13 | 0.14 | 0.03 | 0.05 | 0.20 | 0.15 | 0.29 |
| MnO | 0.09 | 0.05 | 0.06 | 0.04 | 0.10 | 0.09 | 0.03 | 0.05 | 0.06 |
| G.V. | 0.98 | 0.51 | 2.57 | 0.51 | 0.56 | 0.48 | 0.69 | 0.56 | 0.51 |
| Sum. | 99.57 | 99.84 | 100.12 | 99.91 | 98.48 | 98.53 | 98.70 | 99.24 | 100,45 |
| V | 157 | 68 | 145 | 12 | 117 | 111 | 6 | 10 | 133 |
| Cr | 147 | 9 | 88 | 100 | 138 | 85 | 82 | 100 | 109 |
| Co | 10 | 7 | 5 | 5 | 15 | 13 | 6 | 6 | 8 |
| Ni | 42 | 29 | 36 | 31 | 42 | 39 | 35 | 57 | 50 |
| Cu | 24 | 89 | 37 | 14 | 27 | 24 | 70 | 110 | 65 |
| Zn | 84 | 53 | 80 | 50 | 47 | 68 | 39 | 162 | 56 |
| Ga | 23 | 19 | 21 | 14 | 27 | 24 | 26 | 63 | 23 |
| Rb | 184 | 170 | 242 | 198 | 47 | 60 | 142 | 178 | 184 |
| Sr | 328 | 302 | 257 | 484 | 729 | 722 | 699 | 574 | 744 |
| Y | 49 | 41 | 49 | 45 | 51 | 39 | 39 | 46 | 43 |
| Zr | 346 | 353 | 356 | 368 | 447 | 413 | 252 | 403 | 338 |
| Ba | 1046 | 1473 | 2030 | 1008 | 605 | 767 | 1435 | 1347 | 2187 |

| Nr. | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 |
|---|---|---|---|---|---|
| | BG | HbG | Q | BSw | BG |
| $SiO_2$ | 68.70 | 58.48 | 96.62 | 54.37 | 69.28 |
| $Al_2O_3$ | 14.48 | 16.84 | 0.57 | 20.30 | 15.40 |
| $Fe_2O_3$ | 3.18 | 7.99 | 0.55 | 11.66 | 2.63 |
| MgO | 1.03 | 2.86 | 0.46 | 4.22 | 0.78 |
| CaO | 2.47 | 5.25 | 0.01 | 0.03 | 1.53 |
| $Na_2O$ | 4.27 | 3.51 | 0.01 | 1.10 | 3.69 |
| $K_2O$ | 4.33 | 2.25 | 0.82 | 3.40 | 5.60 |
| $TiO_2$ | 0.48 | 0.92 | 0.12 | 1.41 | 0.31 |
| $P_2O_5$ | 0.19 | 0.29 | 0.08 | 0.06 | 0.07 |
| MnO | 0.05 | 0.10 | 0.01 | 0.05 | 0.05 |
| G.V. | 0.30 | 0.84 | 0.18 | 2.95 | 0.56 |
| Sum. | 99.46 | 99.35 | 99.43 | 99.55 | 99.90 |
| V | 101 | 137 | 109 | 213 | 76 |
| Cr | 60 | 105 | Sp | 282 | 75 |
| Co | 8 | 15 | 13 | 20 | 6 |
| Ni | 38 | 30 | 20 | 74 | 35 |
| Cu | 22 | 13 | Sp | 21 | 58 |
| Zn | 48 | 56 | Sp | 67 | 42 |
| Ga | 23 | 21 | 18 | 25 | 21 |
| Rb | 158 | 105 | Sp | 200 | 202 |
| Sr | 659 | 529 | 5 | Sp | 343 |
| Y | 44 | 34 | 7 | 27 | 49 |
| Zr | 380 | 221 | 116 | 123 | 296 |
| Ba | 1441 | 991 | 99 | 519 | 1226 |

Profil D  Südl. Ilesha

| Nr. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | MBGw | MBGw | Q | BG | GrG | GLQ | Q | HbQ | Q |
| $SiO_2$ | 73.89 | 74.35 | 95.32 | 66.64 | 50.23 | 96.61 | 98.44 | 59.84 | 95.15 |
| $Al_2O_3$ | 13.26 | 13.19 | 1.84 | 14.26 | 10.42 | 1.65 | 0.08 | 8.82 | 1.63 |
| $Fe_2O_3$ | 3.04 | 3.25 | 0.89 | 5.91 | 27.44 | 1.11 | 0.09 | 2.38 | 0.05 |
| MgO | 0.67 | 0.74 | 0.13 | 2.86 | 4.48 | 0.01 | 0.01 | 11.82 | 1.21 |
| CaO | 0.82 | 0.76 | 0.01 | 1.33 | 2.42 | 0.01 | 0.01 | 12.37 | 0.01 |
| $Na_2O$ | 1.73 | 0.58 | 0.03 | 1.97 | 1.45 | 0.93 | 0.07 | 0.83 | 0.47 |
| $K_2O$ | 5.33 | 5.04 | 0.35 | 3.42 | 0.40 | 0.02 | 0.96 | 1.44 | 0.06 |
| $TiO_2$ | 0.41 | 0.49 | 0.18 | 0.67 | 0.55 | 0.06 | 0.08 | 0.49 | 0.09 |
| $P_2O_5$ | 0.12 | 0.09 | 0.01 | 0.25 | 0.31 | 0.01 | 0.21 | 0.92 | 0.01 |
| MnO | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.12 | 3.50 | 0.01 | 0.01 | 0.11 | 0.02 |
| G.V. | 1.08 | 1.26 | 0.50 | 1.68 | n.b. | 0.23 | 0.19 | 1.28 | 0.24 |
| Sum. | 100.39 | 99.80 | 99.30 | 99.11 | 101.20 | 100.65 | 100.15 | 100.30 | 98.94 |
| V | 83 | 89 | 70 | 111 | 479 | 70 | 64 | 63 | 35 |
| Cr | 36 | 61 | 45 | 55 | 316 | Sp | Sp | 100 | 10 |
| Co | 6 | 6 | 9 | 16 | 24 | 14 | 13 | 12 | 6 |
| Ni | 51 | 50 | 50 | 54 | 54 | 20 | 8 | 27 | 50 |
| Cu | 25 | 34 | 80 | 25 | 200 | Sp | Sp | 16 | 90 |
| Zn | 28 | 18 | 81 | 97 | Sp | Sp | Sp | 31 | 100 |
| Ga | 21 | 20 | n.b. | 24 | 10 | 18 | 18 | 15 | 18 |
| Rb | 205 | 205 | 30 | 145 | 50 | Sp | Sp | 58 | 30 |
| Sr | 208 | 147 | Sp | 79 | Sp | 5 | 5 | 239 | 5 |
| Y | 55 | 58 | 22 | 46 | 16 | 7 | 7 | 35 | 25 |
| Zr | 243 | 268 | 180 | 216 | Sp | 116 | 116 | 168 | 150 |
| Ba | 1252 | 1261 | 1834 | 924 | 48 | 58 | Sp | 904 | 1200 |

| Nr. | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | MS | MS | Q | HbQ | Q | MS | MS | MS | MS |
| $SiO_2$ | 61.63 | 63.50 | 97.70 | 57.87 | 97.81 | 66.98 | 61.24 | 68.71 | 54.68 |
| $Al_2O_3$ | 15.50 | 22.22 | 1.38 | 12.53 | 0.90 | 16.29 | 19.90 | 14.76 | 23.31 |
| $Fe_2O_3$ | 12.60 | 5.54 | 0.04 | 4.92 | 0.09 | 5.32 | 6.39 | 5.23 | 7.57 |
| MgO | 0.82 | 0.24 | 0.12 | 2.67 | 0.03 | 1.07 | 1.20 | 1.63 | 1.00 |
| CaO | 0.05 | 0.01 | 0.01 | 14.42 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.63 | 0.01 |
| $Na_2O$ | 0.20 | 0.01 | 0.01 | 0.74 | 0.21 | 0.08 | 1.08 | 1.66 | 1.08 |
| $K_2O$ | 1.80 | 0.34 | 0.35 | 1.27 | 0.32 | 3.84 | 3.54 | 3.52 | 0.07 |
| $TiO_2$ | 0.88 | 0.88 | 0.03 | 1.05 | 0.03 | 0.89 | 0.91 | 0.74 | 1.53 |
| $P_2O_5$ | 0.16 | 0.01 | 0.01 | 0.71 | 0.01 | 0.21 | 0.07 | 0.13 | 0.01 |
| MnO | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.19 | 0.04 | 0.04 | 0 .02 | 0.07 | 0.05 |
| G.V. | 6.08 | 6.76 | 0.19 | 3.63 | 0.19 | 4.06 | 4.84 | 2.42 | 10.04 |
| Sum. | 99.74 | 99.52 | 99.85 | 100.00 | 99.64 | 99.53 | 99.20 | 99.50 | 99.35 |
| V | 102 | 87 | 15 | 112 | 10 | 48 | 169 | 117 | 199 |
| Cr | 161 | 70 | 48 | 72 | 50 | 115 | 178 | 119 | 251 |
| Co | 23 | 24 | 7 | | 6 | 11 | 18 | 13 | 36 |
| Ni | 35 | 49 | 70 | 54 | 50 | 15 | 46 | 57 | 59 |
| Cu | 18 | 39 | 150 | 46 | 70 | 38 | 51 | 23 | 42 |
| Zn | Sp | 6 | 170 | 42 | 70 | 19 | 45 | 42 | Sp |
| Ga | 20 | 29 | n.b. | 19 | n.b. | 21 | 27 | 23 | 25 |
| Rb | 56 | 37 | 28 | 48 | 30 | 131 | 132 | 154 | 29 |
| Sr | Sp | Sp | Sp | 343 | Sp | 7 | Sp | 140 | 5 |
| Y | 31 | 42 | 25 | 28 | 25 | 47 | 42 | 40 | 35 |
| Zr | 168 | 261 | 155 | 193 | 180 | 291 | 219 | 286 | 276 |
| Ba | 706 | 666 | 977 | n.b. | 1700 | 1003 | 1195 | 1145 | 76 |

| Nr. | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | HbQ | MS+Q | MS | GLQw | GlQ | GLQ | GLQw | GLQ | MS |
| $SiO_2$ | 59.44 | 71.63 | 59.02 | 82.75 | 95.17 | 94.75 | 86.97 | 93.73 | 49.92 |
| $Al_2O_3$ | 14.18 | 9.61 | 19.00 | 9.04 | 1.57 | 3.53 | 7.43 | 3.21 | 19.69 |
| $Fe_2O_3$ | 6.04 | 8.49 | 9.34 | 1.06 | 0.10 | 0.01 | 0.33 | 0.23 | 15.76 |
| MgO | 2.97 | 1.51 | 1.50 | 0.52 | 0,16 | 0.33 | 0.51 | 0.31 | 1.88 |
| CaO | 13.02 | 0.90 | 0.23 | 0.01 | 0.01 | 0.05 | 0.12 | 0.01 | 0.01 |
| $Na_2O$ | 0.50 | 1.08 | 1.50 | 1.39 | 0.67 | 0.01 | 0.84 | 0.07 | 1.56 |
| $K_2O$ | 0.32 | 0.67 | 2.80 | 2.52 | 0.35 | 0.94 | 1.72 | 1.31 | 1.87 |
| $TiO_2$ | 1.24 | 0.78 | 1.06 | 0.37 | 0.04 | 0.21 | 0.22 | 0.18 | 1.35 |
| $P_2O_5$ | 0.96 | 0.04 | 0.10 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.17 | 0.13 |
| MnO | 0.19 | 0.22 | 0.03 | 0.01 | 0.o7 | 0.01 | 0.04 | 0.01 | 0.04 |
| G.V. | 0.69 | 4.21 | 5.46 | 1.47 | 0.24 | 0.44 | 0.65 | 0.49 | 7.08 |
| Sum. | 99.55 | 99.14 | 100.04 | 99.15 | 98,40 | 100.29 | 98.84 | 99.72 | 99.29 |
| V | 126 | 128 | 186 | 42 | 10 | 8 | 12 | 130 | 235 |
| Cr | 165 | 205 | 264 | 17 | 40 | 21 | 44 | Sp | 436 |
| Co | 25 | 29 | 27 | 6 | 6 | 5 | 6 | 11 | 36 |
| Ni | 58 | 40 | 43 | 17 | 45 | 41 | 37 | 6 | 60 |
| Cu | 18 | 50 | 76 | 11 | 75 | 53 | 40 | Sp | 51 |
| Zn | 38 | 20 | 21 | 9 | 70 | 105 | 65 | Sp | 48 |
| Ga | 23 | 19 | 23 | 15 | n.b. | n.b. | n.b. | 18 | 21 |
| Rb | 28 | 40 | 78 | 97 | 31 | 56 | 73 | 16 | 59 |
| Sr | 464 | Sp | 29 | 30 | Sp | Sp | Sp | 18 | 35 |
| Y | 26 | 33 | 35 | 37 | 30 | 32 | 30 | 11 | 22 |
| Zr | 183 | 217 | 161 | 361 | 186 | 308 | 292 | 160 | 60 |
| Ba | 752 | 641 | 1024 | 772 | 2050 | 1561 | 2100 | Sp | 459 |

| Nr. | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 36 | 36 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | GLQ | MS | Q | Q | Q | MS | MS | MS | MS |
| $SiO_2$ | 94.81 | 71.80 | 98.37 | 98.35 | 95.65 | 76.21 | 46.16 | 46.66 | 56.06 |
| $Al_2O_3$ | 3.38 | 13.85 | 0.09 | 0.31 | 1.51 | 13.06 | 33.75 | 32.77 | 16.85 |
| $Fe_2O_3$ | 0.11 | 5.37 | 0.23 | 0.26 | 0.01 | 3.61 | 12.45 | 11.95 | 14.35 |
| MgO | 0.32 | 1.14 | 0.01 | 0.06 | 1.13 | 0.41 | 1.25 | 1.04 | 1.09 |
| CaO | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| $Na_2O$ | 0.03 | 0.57 | 0.24 | 0.07 | 0.89 | 0.01 | 1.00 | 0.64 | 1.16 |
| $K_2O$ | 0.46 | 0.20 | 0.97 | 0.96 | 0.05 | 0.07 | 0.33 | 0.35 | 0.67 |
| $TiO_2$ | 0.06 | 0.92 | 0.11 | 0.09 | 0.09 | 0.68 | 2.25 | 2.17 | 2.33 |
| $P_2O_5$ | 0.01 | 0.01 | 0.25 | 0.23 | 0.01 | 0.12 | 0.22 | 0.24 | 0.20 |
| MnO | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.04 |
| G.V. | 0.85 | 4.72 | 0.27 | 0.20 | 0.18 | 4.33 | 1.24 | 3.05 | 6.96 |
| Sum. | 100.07 | 98.61 | 100.56 | 100.55 | 99.54 | 98.54 | 98.69 | 98.91 | 99.72 |
| V | 16 | 123 | 104 | 63 | 59 | 84 | 269 | 285 | 310 |
| Cr | 31 | 105 | Sp | 28 | Sp | 90 | 542 | 426 | 534 |
| Co | 7 | 16 | 16 | 18 | 10 | 16 | 32 | 34 | 34 |
| Ni | 36 | 50 | 30 | 17 | 10 | 28 | 52 | 66 | 39 |
| Cu | 63 | 24 | Sp | Sp | Sp | 25 | 69 | 68 | 62 |
| Zn | 99 | 15 | Sp | Sp | Sp | Sp | Sp | Sp | Sp |
| Ga | n.b. | 26 | 18 | 18 | 18 | 17 | 18 | 13 | 24 |
| Rb | 35 | 39 | Sp | Sp | Sp | 39 | 47 | 38 | 65 |
| Sr | Sp | 9 | 5 | Sp | 5 | 18 | Sp | Sp | Sp |
| Y | 22 | 37 | 14 | 14 | 7 | 43 | 32 | 45 | 32 |
| Zr | 226 | 557 | 62 | 62 | 116 | 583 | 512 | 547 | 582 |
| Ba | 1662 | Sp | 72 | 77 | Sp | 1021 | 610 | 683 | 467 |

| Nr. | 37 | 38 | 39 | 40 |
|---|---|---|---|---|
| | Q | Q | Q | MS |
| $SiO_2$ | 96.67 | 95.55 | 96.58 | 66.19 |
| $Al_2O_3$ | 0.82 | 1.24 | 1.76 | 17.20 |
| $Fe_2O_3$ | 0.48 | 0.28 | 1.01 | 5.99 |
| MgO | 0.03 | 0.06 | 0.12 | 0.79 |
| CaO | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| $Na_2O$ | 0.01 | 0.64 | 0.52 | 0.29 |
| $K_2O$ | 0.97 | 0.29 | 0.01 | 2.82 |
| $TiO_2$ | 0.14 | 0.01 | 0.09 | 0.91 |
| $P_2O_5$ | 0.20 | 0.01 | 0.05 | 0.03 |
| MnO | 0.01 | 0.07 | 0.01 | 0.05 |
| G.V. | 0.84 | 0.29 | 0.17 | 4.86 |
| Sum. | 100.18 | 98.45 | 100.33 | 99.14 |
| V | 19 | 38 | 75 | 124 |
| Cr | 30 | 43 | 21 | 103 |
| Co | 6 | 7 | 6 | 16 |
| Ni | 48 | 45 | 35 | 25 |
| Cu | 63 | 80 | 100 | 26 |
| Zn | 100 | 50 | 60 | Sp |
| Ga | n.b. | n.b | 18 | 24 |
| Rb | 30 | 40 | 30 | 64 |
| Sr | Sp | Sp | Sp | Sp |
| Y | 21 | 26 | 26 | 35 |
| Zr | 186 | 179 | 175 | 245 |
| Ba | 1660 | 2112 | 1485 | 858 |

Profil E Iwaraja

| N. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Q | MS | MBG | MBG | Q | Qmy | Qmy | Qmy | Qmy |
| $SiO_2$ | 97.34 | 47.78 | 76.74 | 75.07 | 86.70 | 75.53 | 76.34 | 66.46 | 70.57 |
| $Al_2O_3$ | 0.21 | 23.01 | 12.63 | 13.06 | 8.14 | 11.08 | 12.82 | 12.75 | 12.16 |
| $Fe_2O_3$ | 0.60 | 13.90 | 1.19 | 1.58 | 0.70 | 3.03 | 0.51 | 6.44 | 4.85 |
| MgO | 0.09 | 1.56 | 0.35 | 0.33 | 0.25 | 0.86 | 0.36 | 2.90 | 1.89 |
| CaO | 0.01 | 0.01 | 0.76 | 0.74 | 0.12 | 0.65 | 0.37 | 3.65 | 3.11 |
| $Na_2O$ | 0.01 | 1.52 | 2.25 | 2.78 | 0.53 | 2.22 | 1.95 | 2.64 | 2.46 |
| $K_2O$ | 0.96 | 0.13 | 4.90 | 5.28 | 2.16 | 4.46 | 7.38 | 2.97 | 2.73 |
| $TiO_2$ | 0.09 | 1.61 | 0.07 | 0.14 | 0.25 | 0.36 | 0.07 | 0.91 | 0.63 |
| $P_2O_5$ | 0.31 | 0.10 | 0.01 | 0.05 | 0.01 | 0.16 | 0.09 | 0.48 | 0.29 |
| MnO | 0.01 | 0.04 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.05 | 0.01 | 0.09 | 0.07 |
| G.V. | 0.19 | 10.73 | 1.14 | 1.03 | 1.25 | 1.66 | 0.49 | 0.73 | 0.67 |
| Sum. | 99.82 | 100.39 | 100.05 | 100.09 | 100.12 | 100.06 | 100.39 | 100.02 | 99.43 |
| V | 66 | 241 | 24 | Sp | 62 | 106 | 10 | 148 | 130 |
| Cr | 50 | 345 | Sp | 100 | 45 | 105 | Sp | 330 | 230 |
| Co | 5 | 40 | Sp | 2 | 6 | 7 | 2 | 14 | 13 |
| Ni | 34 | 71 | 25 | 40 | 45 | 55 | 3 | 83 | 62 |
| Cu | 70 | 55 | 17 | 17 | 30 | 44 | 12 | 23 | 32 |
| Zn | 80 | 21 | 52 | 70 | 30 | 50 | Sp | 56 | 46 |
| Ga | n.b. | 27 | 18 | 16 | 11 | 24 | 16 | 20 | 22 |
| Rb | 52 | 27 | 300 | 323 | 109 | 180 | 203 | 120 | 127 |
| Sr | Sp | Sp | 72 | 94 | 64 | 80 | 58 | 276 | 362 |
| Y | 27 | 29 | 55 | 55 | 53 | 58 | 47 | 37 | 38 |
| Zr | 180 | 166 | 219 | 225 | 434 | 408 | 160 | 229 | 264 |
| Ba | 1885 | 245 | 386 | 1064 | 334 | 1370 | 1217 | 1082 | 1330 |

| Nr. | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Qmy | BG | BG | MBG | BG | MBG | MBG | MBG | BGw |
| $SiO_2$ | 73.89 | 73.65 | 73.53 | 73.50 | 7039 | 75.42 | 75.32 | 76.71 | 71.28 |
| $Al_2O_3$ | 10.91 | 13.26 | 13.70 | 13.79 | 14.80 | 12,61 | 12.89 | 12.51 | 14.31 |
| $Fe_2O_3$ | 3.09 | 2.56 | 2.26 | 1.71 | 1.71 | 1.52 | 1.58 | 1.42 | 2.83 |
| MgO | 1.03 | 0.52 | 0.40 | 0.33 | 0.76 | 0.23 | 0.23 | 0.14 | 0.57 |
| CaO | 1.59 | 0.94 | 1.59 | 1.37 | 1.52 | 1.15 | 0.96 | 1.04 | 1.14 |
| $Na_2O$ | 4.56 | 2.56 | 2.76 | 3.27 | 4.23 | 3.50 | 2.60 | 2.80 | 1.48 |
| $K_2O$ | 3.41 | 4.86 | 4.69 | 4.95 | 4.67 | 4.83 | 5.47 | 4.83 | 4.40 |
| $TiO_2$ | 0.39 | 0.24 | 0.23 | 0.17 | 0.20 | 0.15 | 0.14 | 0.12 | 0.31 |
| $P_2O_5$ | 0.18 | 0.05 | 0.03 | 0.01 | 0.06 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.07 |
| MnO | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 |
| G.V. | 0.40 | 1.32 | 0.52 | 0.76 | 0.94 | 0.53 | 0.88 | 0.47 | 3.40 |
| Sum. | 99.49 | 100.01 | 99.75 | 99.89 | 99.31 | 99.97 | 100.10 | 100.07 | 99.82 |
| V | 65 | 42 | 27 | 25 | 4 | 8 | 11 | 16 | 37 |
| Cr | 90 | 4 | 24 | 14 | 37 | 32 | 18 | 33 | 20 |
| Co | 9 | 4 | 5 | 3 | 6 | 3 | 2 | 3 | 6 |
| Ni | 49 | 26 | 25 | 34 | 16 | 25 | 23 | 40 | 21 |
| Cu | 14 | 15 | 8 | 12 | 18 | 17 | 7 | 14 | 22 |
| Zn | 46 | 60 | 45 | 55 | 25 | 84 | 80 | 70 | 100 |
| Ga | 20 | 18 | 17 | 21 | 16 | 18 | 16 | 17 | 21 |
| Rb | 149 | 279 | 239 | 283 | 136 | 257 | 290 | 264 | 208 |
| Sr | 236 | 173 | 177 | 170 | 733 | 135 | 136 | 131 | 224 |
| Y | 42 | 50 | 61 | 64 | 42 | 51 | 51 | 55 | 43 |
| Zr | 268 | 261 | 249 | 234 | 365 | 227 | 224 | 224 | 242 |
| Ba | 1118 | 1085 | 877 | 836 | 1259 | 1026 | 755 | 1016 | 1140 |

| Nr. | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | BG | BG | Q | MS | Q | Q | Q | Q | Q |
| $SiO_2$ | 70.81 | 70.04 | 94.78 | 55.02 | 98.74 | 98.78 | 97.28 | 98.95 | 98.59 |
| $Al_2O_3$ | 14.08 | 13.98 | 1.05 | 20.10 | 1.34 | 0.81 | 1.74 | 1.25 | 1.33 |
| $Fe_2O_3$ | 3.21 | 3.34 | 0.60 | 9.81 | 0.01 | 0.01 | 0.10 | 0.01 | 0.02 |
| MgO | 0.95 | 1.11 | 0.65 | 1.63 | 0.09 | 0.01 | 0.14 | 0.11 | 0.13 |
| CaO | 2.04 | 2.62 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| $Na_2O$ | 2.76 | 3.32 | 0.01 | 1.14 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.01 |
| $K_2O$ | 3.85 | 3.92 | 1.07 | 0.96 | 0.37 | 0.33 | 0.35 | 0.39 | 0.36 |
| $TiO_2$ | 0.38 | 0.38 | 0.08 | 0.83 | 0.04 | 0.05 | 0.08 | 0.07 | 0.02 |
| $P_2O_5$ | 0.04 | 0.12 | 0.07 | 0.05 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| MnO | 0.05 | 0.05 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.01 |
| G.V. | 1.26 | 0.62 | 0.38 | 9.46 | 0.30 | 0.15 | 0.37 | 0.29 | 0.38 |
| Sum. | 99.44 | 99.50 | 98.73 | 99.04 | 100.93 | 100.18 | 100.14 | 101.11 | 100.87 |
| V | 72 | 47 | 47 | 115 | 28 | 5 | 15 | 5 | 20 |
| Cr | Sp | 16 | Sp | 187 | 31 | 22 | 24 | 16 | 37 |
| Co | 7 | 7 | 14 | 22 | 6 | 5 | 6 | 6 | 6 |
| Ni | 23 | 21 | 56 | 55 | 50 | 41 | 35 | 49 | 49 |
| Cu | 26 | 10 | 28 | 28 | 50 | 53 | 103 | 66 | 100 |
| Zn | 100 | 76 | 61 | 25 | 128 | 105 | 59 | 144 | 130 |
| Ga | 18 | 16 | 16 | 24 | n.b. | n.b. | n.b. | n.b. | n.b. |
| Rb | 204 | 195 | 55 | 88 | 33 | 28 | 33 | 33 | 33 |
| Sr | 291 | 266 | 15 | 12 | Sp | Sp | Sp | Sp | Sp |
| Y | 47 | 48 | 36 | 28 | 22 | 26 | 30 | 20 | 34 |
| Zr | 245 | 243 | 197 | 180 | 156 | 150 | 199 | 167 | 210 |
| Ba | 980 | 827 | 14 | 123 | 1328 | 1316 | 1658 | 1577 | 1765 |

| Nr. | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | BGw | Q | MS | GlQw | MS | MS+Q | Q | Q | Q |
| $SiO_2$ | 51.41 | 98.03 | 64.25 | 93.71 | 48.18 | 77.94 | 97.40 | 95.82 | 96.79 |
| $Al_2O_3$ | 21 .21 | 0.86 | 13.66 | 3.04 | 25.84 | 11.63 | 0.66 | 0.89 | 1.81 |
| $Fe_2O_3$ | 1o.84 | 0.01 | 10.87 | 0.78 | 9.82 | 3.00 | 0.01 | 0.04 | 0.64 |
| MgO | 2.15 | 0.06 | 1.78 | 0.23 | 1.46 | 0.38 | 0.02 | 0.01 | 0.18 |
| CaO | 0.29 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.07 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| $Na_2O$ | 3.76 | 0.14 | 1.25 | 0.14 | 1.85 | 0.35 | 0.46 | 0.99 | 0.01 |
| $K_2O$ | 3.56 | 0.31 | 1.45 | 0.62 | 3.25 | 1.21 | 0.27 | 0.27 | 0.01 |
| $TiO_2$ | 1.96 | 0.01 | 1.16 | 0.13 | 1.38 | 0.66 | 0.01 | 0.01 | 0.06 |
| $P_2O_5$ | 0.23 | 0.01 | 1.13 | 0.01 | 0.05 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| MnO | 0.07 | 0.03 | 0.05 | 0.05 | 0.03 | 0.02 | 0.06 | 0.01 | 0.01 |
| G.V. | 4.76 | n.b. | 3.60 | 1.29 | 7.68 | 3.88 | n.b. | 0.92 | 0.25 |
| Sum. | 100.24 | 99.47 | 99.21 | 100.01 | 99.62 | 99.08 | 98.91 | 99.04 | 99.78 |
| V | 192 | Sp | 134 | 46 | 194 | 129 | Sp | Sp | 45 |
| Cr | 273 | 44 | 205 | 23 | 221 | 140 | 43 | 35 | 34 |
| Co | 30 | 5 | 28 | 7 | 21 | 14 | 5 | 5 | 11 |
| Ni | 75 | 58 | 42 | 39 | 54 | 49 | 37 | 36 | 40 |
| Cu | 70 | 60 | 25 | 50 | 34 | 38 | 52 | 36 | 65 |
| Zn | 88 | 96 | 60 | 90 | 139 | Sp | 74 | 69 | 111 |
| Ga | 24 | n.b | 20 | n.b | 27 | 22 | n.b. | n.b. | n.b |
| Rb | 116 | 28 | 56 | 41 | 90 | 65 | 27 | 28 | 28 |
| Sr | 44 | Sp | 11 | Sp | 26 | 21 | Sp | Sp | Sp |
| Y | 39 | 21 | 30 | 23 | 30 | 43 | 20 | 18 | 20 |
| Zr | 156 | 148 | 164 | 162 | 158 | 369 | 146 | 147 | 142 |
| Ba | 736 | 1527 | 255 | 1564 | 960 | 1230 | 1956 | 1926 | 1510 |

| Nr. | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 | 43 | 44 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Q | Q | MS | GLQ | GLQ | MBG | MBG | MBG |
| $SiO_2$ | 95.89 | 95.24 | 55.19 | 89.07 | 91.95 | 69.94 | 70.54 | 70.40 |
| $Al_2O_3$ | 1.05 | 1.93 | 22.85 | 5.28 | 3.63 | 15.44 | 15.83 | 15.42 |
| $Fe_2O_3$ | 0.18 | 1.05 | 8.46 | 0.81 | 1.17 | 2.07 | 1.38 | 2.05 |
| MgO | 0.04 | 0.05 | 1.16 | 1.29 | 0.14 | 0.41 | 0.01 | 0.26 |
| CaO | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 1.31 | 0.99 | 1.18 |
| $Na_2O$ | 1.16 | 0.01 | 1.08 | 1.40 | 0.47 | 3.42 | 1.50 | 2.43 |
| $K_2O$ | 0.28 | 0.97 | 0.46 | 0.06 | 0.03 | 5.25 | 5.80 | 5.45 |
| $TiO_2$ | 0.02 | 0.14 | 1.61 | 0.21 | 0.30 | 0.28 | 0.20 | 0.26 |
| $P_2O_5$ | 0.02 | 0.24 | 0.03 | 0.01 | 0.04 | 0.05 | 0.02 | 0.04 |
| MnO | 0.07 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.03 |
| G.V. | 0.36 | 0.92 | 7.96 | 0.32 | 0.23 | 1.25 | 2.63 | 1.86 |
| Sum. | 99.08 | 100.57 | 98.83 | 98.48 | 97.98 | 99.45 | 98.92 | 99.38 |
| V | 40 | 100 | 207 | 98 | 41 | 14 | 15 | 18 |
| Cr | 50 | Sp | 211 | Sp | 101 | 13 | 15 | 30 |
| Co | 6 | 16 | 27 | 23 | 26 | 3 | 2 | 3 |
| Ni | 45 | 31 | 37 | 6 | 36 | 12 | 14 | 14 |
| Cu | 52 | Sp | 18 | 23 | Sp | 18 | 11 | 13 |
| Zn | 90 | Sp | 4 | 52 | Sp | 75 | 51 | 65 |
| Ga | n.b. | 18 | 28 | 4 | 18 | 22 | 19 | 21 |
| Rb | 29 | Sp | 42 | Sp | Sp | 285 | 283 | 284 |
| Sr | Sp | 6 | 7 | Sp | 8 | 181 | 194 | 185 |
| Y | 21 | 7 | 33 | 34 | 17 | 56 | 68 | 58 |
| Zr | 195 | 116 | 470 | 247 | 205 | 313 | 273 | 310 |
| Ba | 2080 | Sp | Sp | 519 | 195 | 1123 | 882 | 982 |

Profil F Effon Alaiye

| Nr. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Q | Q | Q | Q | Q | Qw | QFe | Q | GLQw |
| $SiO_2$ | 97.27 | 94.02 | 93.91 | 97.38 | 96.34 | 93.81 | 93.11 | 94.33 | 90.47 |
| $Al_2O_3$ | 0.82 | 1.76 | 1.62 | 0.85 | 1.46 | 3.73 | 1.07 | 2.63 | 5.36 |
| $Fe_2O_3$ | 0.15 | 0.44 | 0.65 | 0.13 | 0.06 | 0.06 | 2.54 | 0.24 | 1.92 |
| MgO | 0.16 | 1.34 | 1.34 | 0.12 | 1.23 | 0.38 | 0.23 | 0.12 | 0.10 |
| CaO | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| $Na_2O$ | 0.01 | 0.79 | 0.54 | 0.01 | 0.49 | 0.43 | 0.01 | 1.53 | 0.56 |
| $K_2O$ | 0.96 | 0.11 | 0.07 | 1.02 | 0.05 | 0.36 | 0.96 | 0.32 | 0.76 |
| $TiO_2$ | 0.11 | 0.11 | 0.12 | 0.11 | 0.09 | 0.04 | 0.12 | 0.06 | 0.18 |
| $P_2O_5$ | 0.23 | 0.01 | 0.01 | 0.19 | 0.01 | 0.01 | 0.12 | 0.01 | 0.01 |
| MnO | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.06 | 0.01 | 0.08 | 0.04 |
| G.V. | 0.51 | 0.20 | 0.26 | 0.31 | 0.18 | 0.92 | 0.42 | 0.57 | 1.83 |
| Sum. | 100.24 | 98.80 | 98.54 | 100.13 | 98.94 | 99.79 | 98.60 | 99.90 | 101.24 |
| V | 50 | 80 | 70 | Sp | 18 | 66 | 30 | 40 | 73 |
| Cr | 15 | 24 | 25 | 69 | 27 | 20 | 40 | 40 | 50 |
| Co | 6 | 23 | 15 | 6 | 6 | 5 | 13 | 6 | 12 |
| Ni | 50 | 30 | 30 | 77 | 54 | 25 | 30 | 48 | 25 |
| Cu | 95 | 50 | 70 | 82 | 72 | 70 | 50 | 60 | 50 |
| Zn | 150 | 103 | 90 | 135 | 136 | 80 | 40 | 70 | 30 |
| Ga | n.b. | 9 | 6 | n.b. | n.b. | n.b. | 12 | n.b. | 17 |
| Rb | 45 | 30 | 40 | 34 | 26 | 50 | 36 | 30 | 55 |
| Sr | Sp | Sp | Sp | Sp | Sp | Sp | 16 | Sp | 28 |
| Y | 30 | 31 | 30 | 28 | 20 | 30 | 30 | 25 | 50 |
| Zr | 234 | 181 | 200 | 220 | 135 | 297 | 285 | 200 | 400 |
| Ba | 1336 | 1500 | 2097 | 2560 | 1327 | 2040 | 1435 | 2000 | 1736 |

| Nr. | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 77.75 | 93.47 | 92.46 | 96.79 | 94.62 | 93.32 | 72.13 | 72.38 |
| $Al_2O_3$ | 10.51 | 2.15 | 3.38 | 0.81 | 1.50 | 1.93 | 11.79 | 13.24 |
| $Fe_2O_3$ | 3.51 | 0.89 | 0.39 | 0.88 | 0.02 | 1.74 | 2.98 | 2.27 |
| MgO | 0.78 | 0.21 | 0.19 | 0.17 | 0.01 | 0.13 | 0.94 | 1.25 |
| CaO | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 6.41 | 0.72 |
| $Na_2O$ | 0.90 | 0.66 | 1.54 | 0.20 | 1.83 | 0.12 | 2.14 | 1.91 |
| $K_2O$ | 1.09 | 0.96 | 0.44 | 1.04 | 0.44 | 1.11 | 0.11 | 6.83 |
| $TiO_2$ | 0.57 | 0.11 | 0.02 | 0.13 | 0.01 | 0.14 | 0.36 | 0.30 |
| $P_2O_5$ | 0.24 | 0.01 | 0.03 | 0.23 | 0.02 | 0.06 | 0.03 | 0.14 |
| MnO | 0.01 | 0.01 | 0.08 | 0.01 | 0.07 | 0.06 | 0.11 | 0.02 |
| G.V. | 3.50 | 0.82 | 0.33 | 0.20 | 0.40 | 0.34 | 2.01 | 0.88 |
| Sum. | 98.87 | 99.30 | 98.87 | 100.47 | 98.93 | 98.91 | 99.01 | 99.94 |
| V | 95 | 2 | 4 | 83 | 66 | 65 | 17 | 62 |
| Cr | 90 | 69 | 50 | Sp | 35 | 40 | 100 | Sp |
| Co | 15 | 8 | 7 | 16 | 6 | 9 | 13 | 6 |
| Ni | 20 | 35 | 50 | 19 | 30 | 25 | 40 | 25 |
| Cu | 30 | 70 | 90 | Sp | 70 | 60 | 18 | 10 |
| Zn | 48 | 140 | 60 | Sp | 100 | 40 | 37 | 41 |
| Ga | 20 | n.b. | n.b. | 18 | n.b. | 7 | 50 | 51 |
| Rb | 54 | 45 | 40 | 4 | 50 | 46 | 31 | 181 |
| Sr | 12 | Sp | Sp | 6 | Sp | 20 | 347 | 88 |
| Y | 52 | 28 | 29 | 8 | 30 | 42 | 36 | 41 |
| Zr | 490 | 219 | 215 | 116 | 219 | 261 | 256 | 228 |
| Ba | 980 | 2405 | 1830 | 280 | 1867 | 2900 | 896 | 997 |

| Nr. | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 |
|---|---|---|---|---|---|
| | MBGm | MBGm | QFGm | MBGm | BGm |
| $SiO_2$ | 72.71 | 74.00 | 80.66 | 74.92 | 56.82 |
| $Al_2O_3$ | 13.21 | 13.26 | 10.34 | 12.10 | 19.51 |
| $Fe_2O_3$ | 2.39 | 2.40 | 0.23 | 2.71 | 7.57 |
| MgO | 1.10 | 0.96 | 0.17 | 1.77 | 2.47 |
| CaO | 0.89 | 0.47 | 0.26 | 1.05 | 1.12 |
| $Na_2O$ | 1.96 | 2.89 | 3.44 | 2.21 | 2.74 |
| $K_2O$ | 6.53 | 3.59 | 3.72 | 3.14 | 7.10 |
| $TiO_2$ | 0.29 | 0.34 | 0.02 | 0.31 | 0.79 |
| $P_2O_5$ | 0.12 | 0.13 | 0.09 | 0.18 | 0.38 |
| MnO | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.06 | 0.03 |
| G.V. | 0.79 | 0.85 | 0.34 | 0.74 | 1.28 |
| Sum. | 100.01 | 98.90 | 99.28 | 99.19 | 99.81 |
| V | 40 | 38 | 11 | 26 | 120 |
| Cr | 42 | 11 | Sp | Sp | 30 |
| Co | 7 | 9 | 3 | 9 | 14 |
| Ni | 27 | 30 | 16 | 25 | 28 |
| Cu | 17 | 16 | 21 | 26 | 15 |
| Zn | 34 | 31 | 23 | 19 | 56 |
| Ga | 51 | 15 | 90 | 20 | 26 |
| Rb | 182 | 129 | 164 | 112 | 172 |
| Sr | 105 | 65 | 25 | 139 | 132 |
| Y | 44 | 41 | 51 | 47 | 45 |
| Zr | 231 | 290 | 219 | 297 | 238 |
| Ba | 1164 | 664 | 863 | 1278 | 1423 |

Profil G  Neue Straße von Ijebu-Ijesha nach Itawure

| Nr. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | MS | GLQw | GLQw | GLQw | GLQ | GLQ | QTu | Q | GLQw |
| $SiO_2$ | 62.74 | 90.17 | 82.43 | 83.67 | 76.54 | 75.87 | 80.50 | 98.05 | 75.80 |
| $Al_2O_3$ | 21.43 | 2.69 | 9.82 | 9.78 | 14.30 | 11.03 | 9.31 | 0.66 | 12.99 |
| $Fe_2O_3$ | 5.06 | 3.86 | 1.37 | 0.88 | 2.15 | 6.21 | 4.80 | 0.23 | 2.88 |
| MgO | 0.85 | 0.25 | 0.41 | 0.31 | 0.08 | 0.19 | 0.95 | 0.01 | 0.82 |
| CaO | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 |
| $Na_2O$ | 0.01 | 0.01 | 0.26 | 0.31 | 0.06 | 0.06 | 0.90 | 0.01 | 1.66 |
| $K_2O$ | 3.38 | 0.94 | 1.08 | 1.15 | 0.92 | 1.01 | 0.30 | 0.96 | 0.91 |
| $TiO_2$ | 0.79 | 0.18 | 0.21 | 0.25 | 0.25 | 0.63 | 0.70 | 0.11 | 0.57 |
| $P_2O_5$ | 0.11 | 0.16 | 0.01 | 0.03 | 0.12 | 0.07 | 0.24 | 0.10 | 0.07 |
| MnO | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.04 | 0.01 | 0.02 |
| G.V. | 5.31 | 1.15 | 2.68 | 2.93 | 5.59 | 4.26 | 1.27 | 0.51 | 3.58 |
| Sum. | 99.73 | 99.43 | 98.30 | 99.35 | 100.03 | 99.35 | 99.03 | 100.66 | 99.31 |
| V | 42 | 50 | 23 | 20 | 49 | 60 | 55 | 20 | 50 |
| Cr | 76 | Sp | Sp | 30 | 41 | 200 | 81 | Sp | 115 |
| Co | 9 | 17 | 8 | 8 | 12 | 17 | 22 | 10 | 12 |
| Ni | 30 | 10 | 10 | 26 | 13 | 26 | 51 | 16 | 16 |
| Cu | 44 | 57 | 17 | 23 | 30 | 81 | Sp | 40 | 29 |
| Zn | 6 | 37 | 22 | 96 | 6 | 20 | Sp | Sp | Sp |
| Ga | 20 | 8 | 16 | 20 | 19 | 20 | 18 | 15 | 20 |
| Rb | 185 | 6 | 59 | 58 | 43 | 35 | Sp | 46 | 46 |
| Sr | 20 | Sp | 28 | 22 | 5 | 68 | 45 | 18 | 37 |
| Y | 57 | 35 | 52 | 52 | 48 | 41 | 17 | 48 | 52 |
| Zr | 264 | 305 | 403 | 515 | 288 | 320 | 189 | 365 | 518 |
| Ba | 533 | 854 | 910 | 1025 | 920 | 724 | 40 | n.b. | 795 |

| Nr. | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | MS+Q | GLQ | GLQ | MS | MS | MS | Q | Qmy | MS |
| $SiO_2$ | 68.08 | 95.48 | 94.00 | 63.97 | 54.80 | 43.82 | 99.32 | 66.30 | 66.62 |
| $Al_2O_3$ | 17.50 | 1.20 | 1.55 | 20.40 | 22.97 | 21.25 | 0.12 | 5.58 | 15.67 |
| $Fe_2O_3$ | 5.35 | 1.54 | 0.96 | 5.31 | 9.65 | 10.24 | 0.22 | 18.07 | 8.11 |
| MgO | 0.42 | 0.18 | 0.41 | 0.29 | 0.77 | 1.21 | 0.01 | 0.70 | 0.48 |
| CaO | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| $Na_2O$ | 0.05 | 0.37 | 1.06 | 0.01 | 0.06 | 1.37 | 0.11 | 0.93 | 0.48 |
| $K_2O$ | 0.35 | 0.98 | 0.26 | 0.53 | 0.46 | 0.95 | 0.98 | 0.25 | 0.46 |
| $TiO_2$ | 0.43 | 0.18 | 0.10 | 0.76 | 1.17 | 1.47 | 0.09 | 0.68 | 1.64 |
| $P_2O_5$ | 0.07 | 0.29 | 0.03 | 0.16 | 0.19 | 0.02 | 0.18 | 0.59 | 0.17 |
| MnO | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.03 | 0.05 | 0.01 | 0.03 | 0.02 |
| G.V. | 6.24 | 0.31 | 0.24 | 8.02 | 8.92 | 8.29 | 0.06 | 5.28 | 5.60 |
| Sum. | 98.52 | 100.56 | 98.65 | 99.47 | 99.03 | 98.68 | 101.11 | 99.35 | 99.26 |
| V | 33 | 100 | 90 | 40 | 106 | 48 | 90 | 158 | 60 |
| Cr | 85 | Sp | Sp | 53 | 125 | 293 | Sp | 420 | 284 |
| Co | 15 | 13 | 24 | 17 | 26 | 34 | 11 | 23 | 26 |
| Ni | 37 | 21 | 6 | 30 | 36 | 46 | 14 | 55 | 46 |
| Cu | 28 | 20 | 24 | 28 | 33 | 32 | 30 | 43 | 27 |
| Zn | Sp | 50 | 77 | Sp | Sp | Sp | Sp | 13 | Sp |
| Ga | 21 | 18 | 10 | 20 | 22 | 21 | 18 | 16 | 22 |
| Rb | 51 | Sp | 7 | 59 | 39 | 46 | Sp | 28 | 35 |
| Sr | 14 | 5 | Sp | 47 | Sp | Sp | 5 | Sp | Sp |
| Y | 43 | 8 | 30 | 42 | 41 | 41 | 8 | 20 | 32 |
| Zr | 302 | 115 | 184 | 460 | 192 | 190 | 115 | 8 | 333 |
| Ba | 115 | 104 | 640 | 937 | 778 | 110 | 121 | Sp | 706 |

| Nr. | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | MS | Q | MS+Q | Q | MS | MS | CLQ | GLQTu | GLQ |
| $SiO_2$ | 66.84 | 95.73 | 67.81 | 95.90 | 52.00 | 65.61 | 93.50 | 93.85 | 94.34 |
| $Al_2O_3$ | 18.24 | 0.92 | 17.87 | 0.52 | 22.73 | 16.05 | 3.03 | 3.10 | 3.33 |
| $Fe_2O_3$ | 5.93 | 0.21 | 3.88 | 0.10 | 11.04 | 7.83 | 0.82 | 0.26 | 0.54 |
| MgO | 0.30 | 0.55 | 0.52 | 0.56 | 1.21 | 0.54 | 0.04 | 0.42 | 0.14 |
| CaO | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| $Na_2O$ | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.68 | 0.32 | 0.01 | 0.73 | 0.01 |
| $K_2O$ | 0.18 | 1.01 | 1.10 | 0.98 | 0.19 | 0.37 | 0.92 | 0.28 | 1.04 |
| $TiO_2$ | 0.89 | 0.08 | 0.85 | 0.06 | 1.67 | 1.70 | 0.24 | 0.13 | 0.17 |
| $P_2O_5$ | 0.11 | 0.13 | 0.03 | 0.25 | 0.02 | 0.20 | 0.24 | 0.04 | 0.24 |
| MnO | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| G.V. | 7.10 | 0.30 | 6.31 | 0.22 | 8.79 | 6.46 | 0.38 | 0.47 | 0.39 |
| Sum. | 99.61 | 98.96 | 98.49 | 98.56 | 98.37 | 99.12 | 99.20 | 99.30 | 100.21 |
| V | 110 | 10 | 60 | 8 | 100 | 124 | 87 | 67 | 91 |
| Cr | 140 | Sp | 36 | Sp | 210 | 161 | 15 | 37 | Sp |
| Co | 20 | Sp | 16 | Sp | 30 | 27 | 19 | 20 | 17 |
| Ni | 27 | 5 | 22 | 25 | 40 | 43 | 24 | 6 | 27 |
| Cu | 76 | Sp | 16 | Sp | 32 | 28 | Sp | 19 | Sp |
| Zn | Sp | Sp | Sp | Sp | Sp | Sp | Sp | 64 | Sp |
| Ga | 24 | 18 | 20 | 18 | 22 | 22 | 18 | 16 | 18 |
| Rb | 15 | 2 | 32 | Sp | 35 | 37 | 4 | 12 | 6 |
| Sr | Sp | 5 | 7 | 5 | Sp | Sp | Sp | Sp | Sp |
| Y | 35 | 7 | 33 | 7 | 40 | 37 | 20 | 31 | 18 |
| Zr | 483 | 116 | 411 | 116 | 190 | 308 | 148 | 195 | 64 |
| Ba | 642 | 90 | 138 | 166 | 800 | 803 | 200 | 757 | 350 |

| Nr. | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | MS | MS+Q | GLQ | GLQ | GLQ | GLQw | GLQ | MS+Q | MS+Q |
| $SiO_2$ | 64.06 | 84.54 | 94.07 | 94.08 | 93.30 | 87.69 | 94.68 | 84.71 | 80.56 |
| $Al_2O_3$ | 8.05 | 8.56 | 2.94 | 2.77 | 3.32 | 5.69 | 1.55 | 8.52 | 11.24 |
| $Fe_2O_3$ | 16.15 | 1.90 | 1.02 | 0.87 | 0.95 | 2.33 | 1.30 | 1.60 | 2.38 |
| MgO | 1.61 | 0.04 | 0.21 | 0.33 | 0.29 | 0.29 | 0.05 | 0.15 | 0.01 |
| CaO | 0.51 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| $Na_2O$ | 1.74 | 0.91 | 0.01 | 0.16 | 0.09 | 0.01 | 0.05 | 0.22 | 1.68 |
| $K_2O$ | 0.06 | 0.18 | 0.79 | 0.78 | 0.79 | 0.90 | 1.01 | 0.34 | 1.33 |
| $TiO_2$ | 2.47 | 0.34 | 0.13 | 0.21 | 0.21 | 0.31 | 0.34 | 0.37 | 0.25 |
| $P_2O_5$ | 0.14 | 0.06 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.22 | 0.01 | 0.19 | 0.01 |
| MnO | 0.04 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.04 | 0.01 | 0.01 | 0.03 |
| G.V. | 4.18 | 2.29 | 0.64 | 0.82 | 0.56 | 1.76 | 0.46 | 3.18 | 2.11 |
| Sum. | 99.01 | 98.84 | 99.85 | 100.05 | 99.54 | 99.25 | 99.47 | 99.30 | 99.61 |
| V | 206 | 10 | 82 | 101 | 100 | 10 | 80 | 48 | 38 |
| Cr | 402 | Sp | 15 | 17 | 14 | 178 | 25 | Sp | 23 |
| Co | n.b. | n.b. | 19 | 21 | 20 | 13 | 20 | n.b. | n.b. |
| Ni | 89 | 16 | 21 | 27 | 20 | 25 | 25 | 17 | 28 |
| Cu | 55 | 27 | Sp | Sp | Sp | 23 | 10 | 19 | 17 |
| Zn | 6 | Sp | Sp | Sp | Sp | Sp | Sp | Sp | Sp |
| Ga | 22 | 15 | 18 | 18 | 18 | 70 | 18 | 19 | 18 |
| Rb | 28 | 42 | Sp | Sp | Sp | 42 | Sp | 50 | 60 |
| Sr | Sp | 52 | Sp | Sp | 47 | 25 | Sp | 114 | 34 |
| Y | 24 | 46 | 14 | 14 | 21 | 48 | 15 | 51 | 51 |
| Zr | 135 | 372 | 62 | 125 | 122 | 432 | 145 | 544 | 379 |
| Ba | n.b. | n.b. | n.b. | 100 | 270 | 1070 | 370 | n.b. | n.b. |

| Nr. | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 | 43 | 44 | 45 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | MS | MS | MS+Q | GLQw | GLQw | GLQ | GLQw | MS | MS |
| $SiO_2$ | 60.89 | 49.93 | 65.60 | 76.61 | 74.50 | 92.93 | 85.47 | 59.59 | 59.82 |
| $Al_2O_3$ | 20.39 | 15.39 | 25.10 | 14.45 | 15.30 | 2.61 | 7.65 | 19.09 | 25.90 |
| $Fe_2O_3$ | 6.42 | 15.49 | 0.86 | 2.49 | 2.31 | 0.48 | 0.72 | 9.09 | 3.65 |
| MgO | 2.25 | 5.03 | 0.57 | 0.05 | 0.33 | 0.49 | 0.01 | 1.74 | 0.54 |
| CaO | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.13 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| $Na_2O$ | 0.08 | 1.79 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 1.95 | 0.61 | 0.46 |
| $K_2O$ | 3.53 | 3.99 | 0.80 | 0.18 | 0.71 | 1.04 | 0.80 | 0.45 | 1.15 |
| $TiO_2$ | 0.75 | 2.84 | 0.78 | 0.50 | 0.53 | 0.10 | 0.40 | 1.01 | 0.31 |
| $P_2O_5$ | 0.09 | 0.03 | 0.08 | 0.01 | 0.01 | 0.36 | 0.01 | 0.01 | 0.04 |
| MnO | 0.02 | 0.06 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.05 | 0.02 | 0.03 |
| G.V. | 5.41 | 6.11 | 5.91 | 4.94 | 4.96 | 0.71 | 1.71 | 8.21 | 7.46 |
| Sum. | 99.84 | 100.67 | 99.74 | 99.28 | 98.80 | 98.77 | 98.78 | 99.53 | 99.37 |
| V | 25 | 590 | 26 | 98 | 58 | 14 | 68 | 127 | 76 |
| Cr | 145 | 66 | 95 | 108 | 65 | Sp | 3 | 243 | 50 |
| Co | n.b. | 40 | 6 | n.b. | 11 | Sp | n.b. | 29 | 11 |
| Ni | 44 | 62 | 20 | 25 | 24 | 33 | 22 | 41 | 13 |
| Cu | 40 | Sp | 23 | 64 | 36 | Sp | 31 | 19 | 16 |
| Zn | 54 | 60 | Sp | Sp | Sp | Sp | Sp | 1 | 13 |
| Ga | 22 | 20 | 21 | 22 | 23 | 18 | 17 | 23 | 20 |
| Rb | 188 | 320 | 58 | 55 | 42 | 6 | 45 | 46 | 100 |
| Sr | Sp | 5 | 21 | Sp | 1 | 7 | 8 | Sp | 28 |
| Y | 49 | 58 | 56 | 44 | 49 | 7 | 43 | 27 | 58 |
| Zr | 265 | 137 | 449 | 393 | 415 | 180 | 328 | 158 | 278 |
| Ba | n.b. | 300 | 699 | n.b. | 637 | Sp | n.b. | 573 | 860 |

| Nr. | 46 | 47 | 48 | 49 | 50 | 51 | 52 | 53 | 54 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | MS | MS | MS | MS | MS+Q | GLQw | GLQw | MS | GLQw |
| $SiO_2$ | 60.30 | 63.42 | 67.10 | 49.94 | 73.81 | 80.o9 | 84.20 | 58.08 | 90.20 |
| $Al_2O_3$ | 22.44 | 19.50 | 17.85 | 24.73 | 14.08 | 9.85 | 9.64 | 20.71 | 5.13 |
| $Fe_2O_3$ | 4.89 | 5.07 | 5.54 | 8.91 | 3.48 | 2.53 | 1.68 | 7.88 | 0.60 |
| MgO | 1.09 | 1.17 | 0.58 | 1.18 | 0.87 | 0.64 | 0.06 | 1.57 | 0.25 |
| CaO | 0.09 | 0.07 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.11 | 0.01 | 0.02 |
| $Na_2O$ | 0. 01 | 0.77 | 0.01 | 1.48 | 1.59 | 2.46 | 0.01 | 0.43 | 0.98 |
| $K_2O$ | 1.41 | 0.35 | 0.85 | 0.67 | 1.11 | 1.06 | 0.83 | 1.98 | 0.92 |
| $TiO_2$ | 0.80 | 0.89 | 0.72 | 1.32 | 0.46 | 0.28 | 0.26 | 1.06 | 0.25 |
| $P_2O_5$ | 0.02 | 0.01 | 0.11 | 0.02 | 0.05 | 0.03 | 0.01 | 0.07 | 0.18 |
| MnO | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.03 |
| G.V. | 8.22 | 7.78 | 6.01 | 10.07 | 3.57 | 2.24 | 2.33 | 7.66 | 1.54 |
| Sum. | 99.28 | 99.05 | 98.79 | 98.36 | 99.14 | 99.22 | 99.14 | 99.46 | 100.10 |
| V | 81 | 107 | 74 | 153 | 43 | 45 | 50 | 30 | 17 |
| Cr | 106 | 137 | 59 | 260 | 106 | 37 | 18 | 242 | 26 |
| Co | n.b. | n.b. | 19 | 29 | 14 | 12 | 9 | 20 | n.b. |
| Ni | 46 | 46 | 18 | 42 | 17 | 20 | 11 | 30 | 21 |
| Cu | 29 | 19 | 12 | 31 | 23 | 42 | 13 | 40 | 24 |
| Zn | 6 | Sp | Sp | 8 | 4 | 55 | 40 | Sp | Sp |
| Ga | 22 | 26 | 20 | 25 | 18 | 15 | 15 | 21 | 17 |
| Rb | 91 | 39 | 60 | 53 | 47 | 49 | 54 | 74 | 48 |
| Sr | Sp | Sp | Sp | Sp | 15 | 21 | 31 | Sp | 30 |
| Y | 51 | 32 | 48 | 27 | 48 | 53 | 52 | 36 | 66 |
| Zr | 261 | 253 | 299 | 159 | 368 | 450 | 493 | 360 | 491 |
| Ba | n.b. | n.b. | 673 | 573 | 662 | 708 | 775 | 619 | n.b. |

| Nr. | 55 | 56 | 57 | 58 | 59 | 60 | 61 | 62 | 63 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | MS+Q | GLQ | MS+Q | MS+Q | MS+Q | MS+Q | MS+Q | MS+Q | GLQ |
| $SiO_2$ | 69.01 | 94.13 | 68.53 | 67.97 | 76.05 | 81.80 | 71.73 | 73.78 | 92.64 |
| $Al_2O_3$ | 17.56 | 2.08 | 17.62 | 16.77 | 13.34 | 10.09 | 15.40 | 11.34 | 2.40 |
| $Fe_2O_3$ | 3.42 | 1.78 | 4.87 | 6.19 | 3.30 | 3.47 | 4.97 | 6.95 | 1.02 |
| MgO | 0.84 | 0.25 | 0.80 | 0.24 | 0.28 | 0.01 | 0.30 | 0.57 | 0.64 |
| CaO | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 |
| $Na_2O$ | 2.49 | 0.43 | 0.01 | 0.48 | 0.26 | 0.94 | 1.04 | 1.37 | 0.01 |
| $K_2O$ | 1.29 | 0.07 | 1.25 | 0.10 | 2.29 | 0.23 | 0.34 | 0.12 | 0.99 |
| $TiO_2$ | 0.56 | 0.16 | 0.66 | 0.77 | 0.65 | 0.36 | 0.50 | 0.93 | 0.01 |
| $P_2O_5$ | 0.06 | 0.06 | 0.42 | 0.04 | 0.05 | 0.06 | 0.04 | 0.07 | 0.19 |
| MnO | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.04 | 0.01 | 0.01 | 0.27 |
| G.V. | 4.61 | 0.39 | 5.14 | 6.67 | 2.76 | 3.15 | 5.18 | 4.15 | 0.85 |
| Sum. | 99.86 | 99.37 | 99.33 | 99.25 | 99.00 | 100.16 | 99.52 | 99.30 | 99.04 |
| V | 25 | 14 | 37 | 86 | 67 | 45 | 48 | 104 | Sp |
| Cr | 110 | 20 | 48 | 116 | Sp | 96 | 24 | 101 | Sp |
| Co | 15 | 10 | n.b. | 19 | 11 | 12 | 15 | 20 | Sp |
| Ni | 22 | 28 | 18 | 36 | 21 | 30 | 31 | 42 | 17 |
| Cu | 16 | 5 | 25 | 29 | 20 | 22 | 15 | 6 | Sp |
| Zn | 24 | Sp | Sp | Sp | 20 | 18 | Sp | Sp | Sp |
| Ga | 19 | 15 | 20 | 21 | 18 | 15 | 19 | 17 | 16 |
| Rb | 54 | Sp | 69 | 33 | 80 | 72 | 42 | 34 | Sp |
| Sr | 15 | Sp | 14 | Sp | 33 | 24 | Sp | Sp | 5 |
| Y | 47 | 20 | 49 | 31 | 43 | 40 | 45 | 37 | 7 |
| Zr | 425 | 155 | 330 | 269 | 387 | 310 | 256 | 533 | 116 |
| Ba | 765 | n.b. | n.b. | 553 | 521 | 510 | 297 | 285 | 344 |

| Nr. | 64 | 65 | 66 | 67 | 68 | 69 | 70 | 71 | 72 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | GLQw | GLQw | GLQw | GLQw | MS+Q | Q | GLQw | MS | MS |
| $SiO_2$ | 82.53 | 81.76 | 80.20 | 83.06 | 77.77 | 94.92 | 82.90 | 41.67 | 35.64 |
| $Al_2O_3$ | 10.42 | 11.38 | 10.91 | 11.09 | 12.81 | 1.88 | 9.96 | 25.57 | 23.97 |
| $Fe_2O_3$ | 1.95 | 2.06 | 1.96 | 1.93 | 1.56 | 0.93 | 2.34 | 15.95 | 21.91 |
| MgO | 0.58 | 0.73 | 0.39 | 0.54 | 0.01 | 0.15 | 0.52 | 1.58 | 2.17 |
| CaO | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| $Na_2O$ | 0.55 | 0.49 | 1.23 | 0.49 | 2.66 | 0.46 | 0.39 | 1.50 | 0.50 |
| $K_2O$ | 1.05 | 0.57 | 0.16 | 0.50 | 0.93 | 1.01 | 0.44 | 0.53 | 2.04 |
| $TiO_2$ | 0.14 | 0.18 | 0.29 | 0.23 | 0.12 | 0.16 | 0.01 | 3.57 | 2.04 |
| $P_2O_5$ | 0.05 | 0.07 | 0.07 | 0.08 | 0.01 | 0.01 | 0.12 | 0.10 | 0.39 |
| MnO | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.05 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.04 |
| G.V. | 2.20 | 2.59 | 2.98 | 2.17 | 2.48 | 0.39 | 2.40 | 9.50 | 10.29 |
| Sum. | 99.51 | 99.86 | 98.21 | 100.12 | 98.41 | 99.93 | 99.41 | 100.00 | 99.00 |
| V | 38 | 33 | 31 | 47 | 15 | 68 | Sp | 542 | 599 |
| Cr | Sp | 33 | Sp | 25 | 15 | 27 | 54 | 237 | 526 |
| Co | n.b. | n.b. | n.b. | n.b. | 5 | 20 | n.b. | n.b. | n.b. |
| Ni | 20 | 22 | 34 | 21 | 29 | 25 | 20 | 56 | 58 |
| Cu | 38 | 25 | 8 | 29 | 22 | Sp | 27 | 80 | 202 |
| Zn | Sp | Sp | Sp | Sp | 110 | Sp | Sp | Sp | Sp |
| Ga | 17 | 18 | 17 | 17 | 16 | 18 | 18 | 27 | 22 |
| Rb | 61 | 56 | 48 | 52 | 48 | 10 | 50 | 30 | 41 |
| Sr | 33 | 38 | 20 | 45 | 39 | Sp | 36 | Sp | Sp |
| Y | 50 | 52 | 42 | 55 | 53 | 14 | 60 | 30 | 14 |
| Zr | 339 | 343 | 305 | 396 | 339 | 65 | 405 | 124 | Sp |
| Ba | n.b. | n.b. | n.b. | n.b. | 813 | 260 | n.b. | n.b. | n.b. |

| Nr. | 73 | 74 | 75 | 76 | 77 | 78 | 79 | 80 | 81 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | MS | Qw | GLQw | GLQw | GLQ | MS+Q | Q | GLQ | GLQw |
| $SiO_2$ | 40.59 | 93.38 | 83.35 | 82.80 | 91.33 | 67.12 | 97.70 | 92.42 | 82.58 |
| $Al_2O_3$ | 22.32 | 3.40 | 9.22 | 9.90 | 4.70 | 23.55 | 0.52 | 3.79 | 7.73 |
| $Fe_2O_3$ | 22.45 | 0.73 | 1.73 | 1.73 | 0.58 | 2.51 | 0.19 | 0.25 | 5.36 |
| MgO | 1.23 | 0.36 | 0.40 | 0.48 | 0.71 | 0.71 | 0.01 | 0.66 | 0.60 |
| CaO | 0.01 | 0.01 | 0.09 | 0.17 | 0.04 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| $Na_2O$ | 0.86 | 0.01 | 0.86 | 0.19 | 0.01 | 0.01 | 0.15 | 0.40 | 1.00 |
| $K_2O$ | 0.14 | 1.03 | 2.32 | 2.47 | 1.21 | 0.50 | 0.98 | 1.07 | 0.54 |
| $TiO_2$ | 2.10 | 0.16 | 0.24 | 0.32 | 0.15 | 0.33 | 0.10 | 0.09 | 0.18 |
| $P_2O_5$ | 0.16 | 0.22 | 0.03 | 0.03 | 0.11 | 0.06 | 0.18 | 0.20 | 0.02 |
| MnO | 0.20 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.02 |
| G.V. | 10.29 | 0.93 | 1.76 | 1.23 | 1.00 | 5.06 | 0.20 | 0.83 | 0.70 |
| Sum. | 100.35 | 100.25 | 100.02 | 99.35 | 99.85 | 99.88 | 100.05 | 99.73 | 98.74 |
| V | 805 | Sp | 19 | 20 | Sp | 24 | Sp | Sp | 40 |
| Cr | 513 | Sp | 20 | 15 | Sp | 22 | 15 | Sp | 85 |
| Co | n.b. | n.b. | n.b. | n.b. | n.b. | n.b. | 6 | Sp | 30 |
| Ni | 101 | 14 | 18 | 22 | 14 | 14 | 30 | 38 | 35 |
| Cu | 90 | Sp | 24 | 25 | Sp | 19 | Sp | Sp | Sp |
| Zn | 83 | Sp | Sp | Sp | Sp | Sp | Sp | Sp | 20 |
| Ga | 45 | 18 | 19 | 15 | 18 | 20 | 15 | 18 | 22 |
| Rb | 20 | 10 | 102 | 80 | 9 | 54 | 40 | 6 | 55 |
| Sr | Sp | 38 | 31 | 30 | 38 | 28 | Sp | 20 | Sp |
| Y | 12 | 10 | 51 | 45 | 9 | 55 | 30 | 13 | 34 |
| Zr | 27 | 100 | 420 | 410 | 115 | 429 | 234 | 115 | 240 |
| Ba | n.b. | n.b. | n.b. | n.b. | Sp | n.b. | Sp | Sp | 900 |

| Nr. | 82 | 83 | 84 | 85 | 86 | 87 | 88 | 89 | 90 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | QTu | QTu | MS+Q | Q | MS | MS | MS+Q | MS | MS+Q |
| $SiO_2$ | 95.98 | 94.67 | 85.01 | 96.50 | 49.76 | 60.18 | 66.68 | 49.90 | 65.29 |
| $Al_2O_3$ | 1.49 | 1.71 | 8.61 | 0.33 | 24.31 | 23.51 | 19.97 | 18.77 | 20.75 |
| $Fe_2O_3$ | 0.17 | 0.10 | 0.53 | 1.36 | 11.02 | 4.40 | 5.39 | 15.16 | 3.29 |
| MgO | 0.64 | 1.33 | 0.70 | 0.05 | 1.27 | 0.62 | 0.06 | 1.70 | 0.94 |
| CaO | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| $Na_2O$ | 0.69 | 0.12 | 0.23 | 0.47 | 0.64 | 0.48 | 0.01 | 1.95 | 1.45 |
| $K_2O$ | 1.06 | 0.08 | 0.54 | 0.99 | 0.71 | 1.22 | 0.28 | 0.01 | 0.86 |
| $TiO_2$ | 0.07 | 0.13 | 0.19 | 0.14 | 1.77 | 0.85 | 0.64 | 2.46 | 0.57 |
| $P_2O_5$ | 0.20 | 0.21 | 0.04 | 0.27 | 0.14 | 0.29 | 0.08 | 0.09 | 0.14 |
| MnO | 0.01 | 0.12 | 0.03 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.05 | 0.03 | 0.02 |
| G.V. | 0.24 | 0.28 | 2.80 | 0.24 | 8.62 | 7.59 | 6.94 | 8.66 | 7.03 |
| Sum. | 100.56 | 98.76 | 98.69 | 100.37 | 98.28 | 99.17 | 100.11 | 98.74 | 100.35 |
| V | 60 | 70 | 39 | 45 | 132 | 72 | 170 | 368 | 54 |
| Cr | 20 | 24 | 92 | 100 | 111 | 14 | 92 | 235 | 99 |
| Co | 5 | 15 | n.b. | 15 | n.b. | n.b. | 20 | 64 | 16 |
| Ni | 15 | 30 | 43 | 30 | 19 | 19 | 48 | 33 | 53 |
| Cu | 30 | 70 | 28 | 45 | 19 | 32 | 14 | 18 | 16 |
| Zn | 40 | 45 | Sp | 33 | Sp | 57 | 3 | Sp | 1 |
| Ga | 12 | 9 | 19 | 17 | 21 | 20 | 21 | 21 | 26 |
| Rb | 50 | 40 | 53 | 26 | 48 | 98 | 47 | 22 | 40 |
| Sr | Sp | Sp | 2 | Sp | Sp | 116 | Sp | Sp | 4 |
| Y | 28 | 30 | 38 | 25 | 30 | 46 | 44 | 18 | 43 |
| Zr | 220 | 190 | 244 | 320 | 625 | 503 | 452 | 240 | 434 |
| Ba | 1300 | 750 | n.b. | 980 | n.b. | n.b. | 549 | 212 | 730 |

| Nr. | 91 | 92 | 93 | 94 | 95 | 96 | 97 | 98 | 99 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | MS | MS+Q | MS | MS+Q | QFG | QFG | GLQTu | GLQw | QTu |
| $SiO_2$ | 49.85 | 71.93 | 67.29 | 84.38 | 68.45 | 67.92 | 81.84 | 68.33 | 89.63 |
| $Al_2O_3$ | 18.81 | 15.27 | 19.51 | 8.69 | 17.09 | 17.90 | 8.81 | 15.58 | 5.12 |
| $Fe_2O_3$ | 15.50 | 2.38 | 3.35 | 1.05 | 0.55 | 0.51 | 1.17 | 4.54 | 0.46 |
| MgO | 1.86 | 1.12 | 0.61 | 0.16 | 0.01 | 0.01 | 1.48 | 1.31 | 0.15 |
| CaO | 0.01 | 0.01 | 0.19 | 0.17 | 0.54 | 0.68 | 0.23 | 0.33 | 0.16 |
| $Na_2O$ | 1.82 | 1.57 | 0.64 | 0.41 | 7.86 | 7.87 | 2.45 | 0.81 | 1.48 |
| $K_2O$ | 0.05 | 0.86 | 0.75 | 3.09 | 3.88 | 3.60 | 2.11 | 4.81 | 2.57 |
| $TiO_2$ | 2.18 | 0.29 | 0.65 | 0.21 | 0.14 | 0.15 | 0.22 | 0.42 | 0.09 |
| $P_2O_5$ | 0.17 | 0.16 | 0.01 | 0.08 | 0.06 | 0.08 | 0.06 | 0.24 | 0.05 |
| MnO | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.06 | 0.03 | 0.04 |
| G.V. | 8.86 | 6.26 | 6.42 | 1.49 | 0.69 | 0.66 | 1.50 | 3.56 | 0.40 |
| Sum. | 99.14 | 99.86 | 99.44 | 99.75 | 99.28 | 99.39 | 99.93 | 99.96 | 100.15 |
| V | 400 | 34 | 51 | 22 | Sp | Sp | 15 | 30 | 37 |
| Cr | 401 | 93 | 60 | Sp | 60 | 56 | 18 | 190 | Sp |
| Co | 43 | 15 | 13 | 6 | 5 | 5 | 6 | 11 | 5 |
| Ni | 50 | 4 | 28 | 33 | 45 | 60 | 21 | 8 | 5 |
| Cu | 82 | 43 | 28 | 23 | 23 | 28 | 24 | 19 | 14 |
| Zn | Sp | 26 | Sp | 65 | 26 | 38 | 24 | 14 | 110 |
| Ga | 25 | 16 | 21 | 16 | 31 | 41 | 18 | 15 | Sp |
| Rb | 22 | 13 | 45 | 111 | 99 | 102 | 113 | 83 | 41 |
| Sr | Sp | 6 | 4 | 111 | 1181 | 1466 | 387 | 93 | 72 |
| Y | 20 | 36 | 48 | 42 | 39 | 44 | 55 | 47 | 41 |
| Zr | 42 | 298 | 310 | 278 | 392 | 468 | 472 | 271 | 227 |
| Ba | 398 | 905 | 844 | 1000 | 1327 | 1555 | 1163 | 1384 | 1044 |

| Nr. | 100 | 101 | 102 | 103 | 104 | 105 | 106 | 107 | 108 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | GLQTu | MS+Q | MS+Q | MS+Q | GLQw | Q | MS+Q | MS | MS+Q |
| $SiO_2$ | 89.10 | 67.59 | 68.79 | 66.40 | 71.24 | 96.34 | 70.30 | 53.84 | 68.97 |
| $Al_2O_3$ | 5.25 | 16.49 | 15.48 | 18.68 | 15.38 | 1.00 | 16.41 | 21.90 | 15.08 |
| $Fe_2O_3$ | 0.64 | 3.64 | 2.79 | 3.99 | 3.72 | 0.18 | 2.42 | 5.78 | 5.37 |
| MgO | 0.30 | 1.43 | 1.18 | 0.95 | 1.13 | 0.64 | 0.57 | 2.47 | 0.55 |
| CaO | 0.13 | 0.31 | 0.15 | 0.18 | 0.11 | 0.01 | 0.16 | 0.42 | 0.01 |
| $Na_2O$ | 0.36 | 1.42 | 1.58 | 0.40 | 0.14 | 0.42 | 0.50 | 1.83 | 0.01 |
| $K_2O$ | 2.68 | 3.60 | 4.18 | 4.02 | 4.82 | 1.02 | 4.48 | 6.12 | 1.01 |
| $TiO_2$ | 0.11 | 0.36 | 0.34 | 0.37 | 0.29 | 0.09 | 0.30 | 0.65 | 0.45 |
| $P_2O_5$ | 0.09 | 0.14 | 0.20 | 0.23 | 0.16 | 0.19 | 0.12 | 0.28 | 0.12 |
| MnO | 0.01 | 0.30 | 0.03 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.04 | 0.05 | 0.01 |
| G.V. | 0.62 | 3.92 | 4.12 | 4.74 | 2.96 | 0.26 | 4.30 | 6.40 | 6.62 |
| Sum. | 99.29 | 99.20 | 98.84 | 99.99 | 99.96 | 100.16 | 99.80 | 99.74 | 98.20 |
| V | 35 | 57 | 40 | 62 | 38 | 50 | 97 | 14 | 45 |
| Cr | 20 | Sp | 33 | Sp | 64 | 20 | 8 | 400 | 93 |
| Co | 10 | 11 | 7 | 11 | 8 | 10 | 9 | 9 | 17 |
| Ni | 21 | 40 | 15 | 16 | 22 | 35 | 19 | 46 | 45 |
| Cu | 15 | 26 | 22 | 9 | 23 | 22 | 16 | 15 | 16 |
| Zn | 90 | 46 | 23 | 8 | 10 | 15 | 20 | 61 | 7 |
| Ga | Sp | 20 | 21 | 21 | 19 | 24 | 19 | 21 | 21 |
| Rb | 40 | 121 | 152 | 101 | 153 | 65 | 113 | 185 | 66 |
| Sr | 65 | 92 | 71 | 88 | 41 | 33 | 56 | 107 | Sp |
| Y | 40 | 53 | 53 | 48 | 52 | 20 | 56 | 60 | 39 |
| Zr | 220 | 324 | 291 | 274 | 236 | 168 | 263 | 267 | 211 |
| Ba | 1050 | 1003 | 1206 | 1005 | 1075 | 1200 | 1250 | 1257 | 665 |

| Nr. | 109 | 110 | 111 |
|---|---|---|---|
| | MS+Q | Q | Q |
| $SiO_2$ | 66.16 | 96.53 | 96.53 |
| $Al_2O_3$ | 19.34 | 0.95 | 1.34 |
| $Fe_2O_3$ | 3.91 | 0.70 | 0.31 |
| MgO | 0.42 | 0.14 | 0.01 |
| CaO | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| $Na_2O$ | 0.01 | 0.13 | 0.01 |
| $K_2O$ | 2.08 | 0.90 | 0.97 |
| $TiO_2$ | 0.49 | 0.10 | 0.15 |
| $P_2O_5$ | 0.14 | 0.14 | 0.21 |
| MnO | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| G.V. | 7.07 | 0.34 | 0.53 |
| Sum. | 99.64 | 99.95 | 100.08 |
| V | 38 | 40 | 90 |
| Cr | 50 | 30 | Sp |
| Co | 14 | n.b. | n.b. |
| Ni | 25 | 15 | 10 |
| Cu | 23 | 24 | 20 |
| Zn | 28 | Sp | Sp |
| Ga | 20 | 12 | 15 |
| Rb | 93 | 28 | 25 |
| Sr | 46 | Sp | Sp |
| Y | 46 | 25 | 30 |
| Zr | 323 | 170 | 225 |
| Ba | 1107 | n.b. | n.b. |

Profil Oke-Mesi

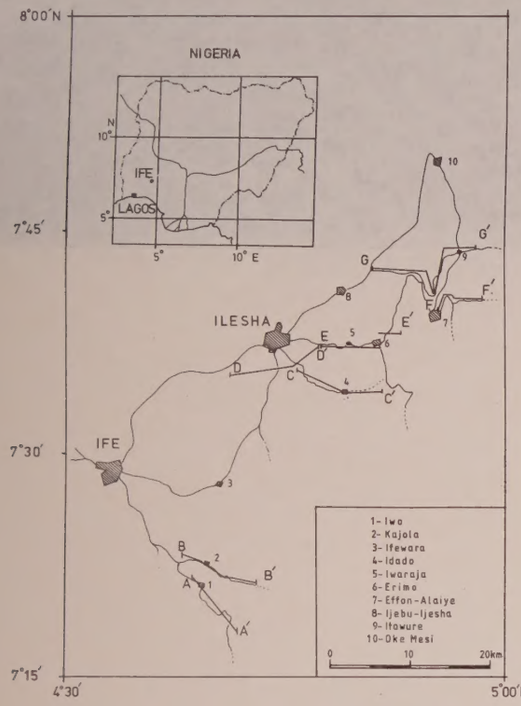
| Nr. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Q | Q | GLQw | Q | GLQ | GLQ | Q | GLQ |
| $SiO_2$ | 93.14 | 94.94 | 91.35 | 94.59 | 87.30 | 91.82 | 98.29 | 89.44 |
| $Al_2O_3$ | 1.90 | 1.47 | 3.91 | 0.99 | 6.10 | 4.90 | 0.73 | 3.72 |
| $Fe_2O_3$ | 1.27 | 1.07 | 1.20 | 1.76 | 0.67 | 0.18 | 0.05 | 2.96 |
| MgO | 0.59 | 0.10 | 0.57 | 0.21 | 0.30 | 0.28 | 0.01 | 0.34 |
| CaO | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.29 | 0.05 | 0.01 | 0.01 |
| $Na_2O$ | 1.18 | 0.01 | 1.02 | 0.31 | 0.54 | 0.69 | 0.67 | 0.58 |
| $K_2O$ | 0.12 | 0.97 | 0.17 | 1.04 | 4.23 | 1.21 | 0.28 | 0.86 |
| $TiO_2$ | 0.13 | 0.19 | 0.19 | 0.14 | 0.15 | 0.12 | 0.01 | 0.21 |
| $P_2O_5$ | 0.07 | 0.17 | 0.06 | 0.23 | 0.05 | 0.01 | 0.01 | 0.07 |
| MnO | 0.03 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.02 |
| G.V. | 0.43 | 0.54 | 0.93 | 0.30 | 0.47 | 0.53 | 0.20 | 1.22 |
| Sum. | 98.87 | 99.48 | 99.44 | 99.60 | 100.15 | 99.83 | 100.30 | 99.43 |
| V | 97 | 60 | 114 | 30 | 10 | 40 | 60 | 34 |
| Cr | Sp | 40 | Sp | 40 | 10 | 30 | 40 | 41 |
| Co | 22 | 9 | 24 | 13 | 5 | 6 | 6 | 6 |
| Ni | Sp | 25 | 8 | 30 | 15 | 33 | 35 | 51 |
| Cu | 34 | 40 | 35 | 40 | 17 | 60 | 90 | 30 |
| Zn | 42 | 40 | 33 | 35 | 100 | 70 | 80 | Sp |
| Ga | Sp | Sp | 7 | 12 | 16 | n.b. | n.b. | 15 |
| Rb | 4 | 20 | 7 | 36 | 126 | 100 | 28 | 35 |
| Sr | 2 | 10 | Sp | 16 | 155 | Sp | Sp | 22 |
| Y | 36 | 30 | 34 | 30 | 51 | 50 | 25 | 47 |
| Zr | 227 | 250 | 274 | 280 | 333 | 250 | 170 | 425 |
| Ba | 495 | 550 | 648 | 1000 | 1120 | 1546 | 1554 | 160 |

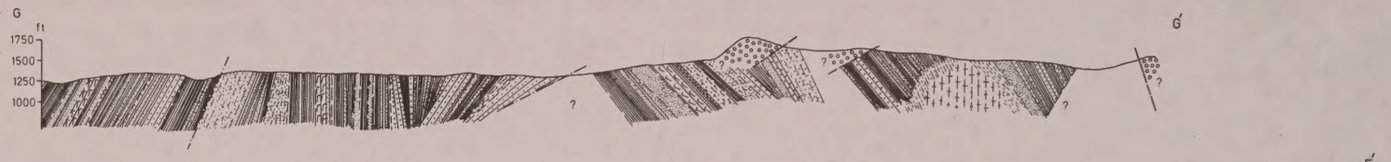
| Nr. | 9 | 10 | 11 |
|---|---|---|---|
| | GLQTu | GLQw | Qw |
| $SiO_2$ | 87.94 | 84.69 | 91.25 |
| $Al_2O_3$ | 4.51 | 6.61 | 3.06 |
| $Fe_2O_3$ | 3.07 | 2.42 | 2.74 |
| MgO | 1.12 | 0.72 | 0.47 |
| CaO | 0.03 | 0.01 | 0.02 |
| $Na_2O$ | 0.44 | 3.13 | 0.01 |
| $K_2O$ | 0.93 | 0.88 | 0.97 |
| $TiO_2$ | 0.15 | 0.21 | 0.20 |
| $P_2O_5$ | 0.09 | 0.05 | 0.22 |
| MnO | 0.02 | 0.01 | 0.03 |
| G.V. | 0.43 | 1.17 | 1.22 |
| Sum. | 98.73 | 99.90 | 100.19 |
| V | 46 | 50 | 60 |
| Cr | Sp | 48 | 50 |
| Co | 16 | 13 | 12 |
| Ni | 37 | 28 | 25 |
| Cu | 20 | 42 | 50 |
| Zn | 122 | 38 | 35 |
| Ga | 12 | 9 | 17 |
| Rb | 1 | 39 | 50 |
| Sr | 90 | 15 | 30 |
| Y | 38 | 42 | 35 |
| Zr | 295 | 405 | 400 |
| Ba | 840 | 790 | 1500 |

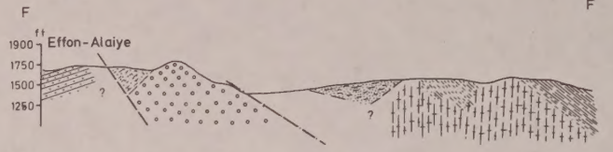
## Lebensdaten

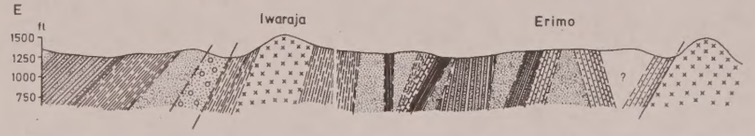
| | |
|---|---|
| Name: | Hans-Wolfgang Schneider |
| Geburtstag: | 07.04.1948 |
| Geburtsort: | Memmingen/Allg. |
| Eltern: | Dr. med. Hans Schneider, Chirurg |
| | Hildegard Schneider, geb. Jung |
| Schulen: | 1954 – 1959 Volksschule Krumbach/Schw. und Gunzenhausen |
| | 1959 – 1969 Gymnasium Gunzenhausen und Bad Tölz |
| Studium: | WS 1969/70 Einschreibung für das Fach Geologie an der Ludwig Maximilians Universität in München |
| | Juli 1971: Diplomgeologen-Vorprüfung |
| | Mai 1976: Diplomgeologen-Hauptprüfung |
| | März 1977: Beginn mit der Dissertation an der Universität München |

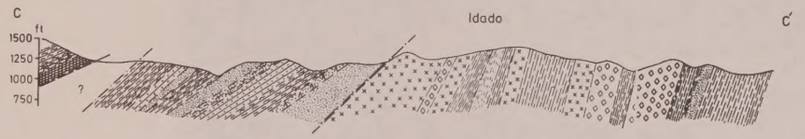
# Geologische Profile durch die Metasedimentabfolge östlich von IFE und ILESHA / SW-Nigeria

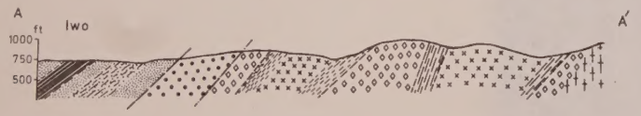


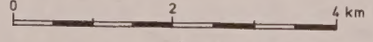








Überhöhung 3:1

## Legende

- Effonquarzit
- Glimmerquarzit
- Quarzitschiefer
- Quarzit
- Metasedimente, verwittert
- Wechsellagerung : Quarzite — verw. Metasedimente
- Glimmerschiefer
- Hornblendequarzit
- Amphibolit
- Aktinolithschiefer
- Mylonit
- Granatgneis
- Chlorit - Biotitgneis
- Biotitgneis
- Hellglimmer - und Quarz-Feldspatgneis
- Muskovit-Biotitgneis ± Granitgneis
- Hornblendegneis
- Migmatit
- geologische Grenze
- Störung
- Störung, vermutet
- ft Höhenangabe in Fuß 1 ft ≙ 0.3 m

W. Schneider 1981